

Série A, n° 366

N° D'ORDRE

390

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ

PAR

B. BRAJNIKOV

1^{re} THÈSE. — Recherches sur les formations dites « Argile à silex » dans le bassin de Paris.

2^e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le **7 MAI 1938**, devant la Commission d'examen.

MM. URBAIN *Président.*

LUTAUD
BOURCART
WYART } *Examineurs.*

PARIS

REVUE DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

et de

GÉOLOGIE DYNAMIQUE

1938

RECHERCHES SUR LES FORMATIONS
DITES « ARGILES A SILEX »
DANS LE BASSIN DE PARIS

EXTRAIT DE LA
REVUE DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE ET DE GÉOLOGIE DYNAMIQUE
Volume X, fascicule 1
1937

FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE PARIS

MM.

Doyen honoraire M. MOLLIARD.

Doyen C. MAURAIN, Professeur, Physique du Globe.

Professeurs honoraires.	H. LEBESGUE.	PÉCHARD.	MARCHIS.
	A. FERNBACH.	FREUNDLER.	VESSIOT.
	Émile PICARD.	AUGER.	PORTIER.
	Rémy PERRIER.	BLAISE.	MOLLIARD.
	LÉON BRILLOUIN.	DANGEARD.	MOLLIARD.
	GUILLET.	LESPIEAU.	LAPICQUE.

PROFESSEURS

G. BERTRAND ...	T Chimie biologique.	F. PICARD.	Zoologie (Évolution des êtres organisés).
M. CAULLERY....	T Zoologie (Évolution des êtres organisés).	Henri VILLAT....	T Mécanique des fluides et applications.
G. URBAIN.....	T Chimie générale.	Ch. JACOB.....	T Géologie.
Émile BOREL....	T Calcul des probabilités et Physique mathématique.	P. PASCAL.....	T Chimie minérale.
Jean PERRIN....	T Chimie physique.	M. FRÉCHET	T Calcul différentiel et Calcul intégral.
H. ABRAHAM....	T Physique.	E. ESCLANGON..	T Astronomie.
E. CANTAN.....	T Géométrie supérieure.	M ^{me} RAMART-LUCAS	T Chimie organique.
A. COTTON.....	T Recherches physiques.	H. BÉGHIN.....	T Mécanique physique et expérimentale.
J. DRACH.....	T Analyse supérieure et Algèbre supérieure.	FOCH.....	Mécanique expérimentale des fluides.
Charles FABRY..	T Enseignement de Physique.	PAUTHENIER....	Physique (P. C. B.).
Charles PÉREZ..	T Zoologie.	DE BROGLIE....	T Théories physiques.
Léon BERTRAND.	T Géologie structurale et géologie appliquée.	CHRÉTIEN.....	Optique appliquée.
E. RABAUD.....	T Biologie expérimentale.	P. JOB.....	Chimie générale.
M. GUICHARD....	Chimie minérale.	LABROUSTE....	Physique du Globe.
Paul MONTEL....	T Théorie des fonctions et Théorie des transformations.	PRENANT.....	Zoologie.
P. WINTREBERT..	T Anatomie et histologie comparées.	VILLEY.....	Mécanique physique et expérimentale.
L. BLARINGHEM.	T Botanique.	BOHN.....	Zoologie (P. C. B.).
O. DUBOSCQ....	T Biologie maritime.	COMBES.....	T Physiologie végétale.
G. JULIA.....	T Mécanique analytique et Mécanique céleste.	GARNIER.....	T Mathématiques générales.
C. MAUGUIN....	T Minéralogie.	PÉRÈS.....	Mécanique théorique des fluides.
A. MICHEL-LÉVY.	T Pétrographie.	HACKSPILL.....	Chimie (P. C. B.).
H. BÉNARD.....	T Mécanique expérimentale des fluides.	LAUGIER.....	T Physiologie générale.
A. DENJOY.....	T Application de l'analyse à la Géométrie.	TOUSSAINT....	Technique aéronautique.
L. LUTAUD.....	T Géographie physique et géologie dynamique.	M. CURIE.....	Physique (P. C. B.).
Eugène BLOCH..	T Physique théorique et physique céleste.	G. RIBAUD.....	T Hautes températures.
G. BRUHAT....	Physique.	CHAZY.....	T Mécanique rationnelle.
E. DARMOIS....	Enseignement de Physique.	GAULT.....	Chimie (P. C. B.).
A. DEBIERNE....	T Physique générale et Radioactivité.	CROZE.....	Recherches. Physiques.
A. DUFOUR.....	T Physique (P. C. B.)	DUPONT.....	T Théories chimiques.
L. DUNOYER....	Optique appliquée.	LANQUINE.....	Géologie.
A. GUILLERMOND.	T Botanique.	VALIRON.....	Mathématiques générales.
M. JAVILLIER....	Chimie biologique.	BARRABÉ.....	Géologie structurale et géologie appliquée.
L. JOLEAUD.....	Paléontologie.	MILLOT.....	Zoologie (P. C. B.).
ROBERT-LÉVY....	T Physiologie comparée.	F. PERRIN.....	Théories physiques.
		VA VON.....	Chimie organique.
		G. DARMOIS....	Calcul des Probabilités et Physique-Mathématique.
		J. BOURCART....	G. phys.

Secrétaire..... A. PACAUD.

Secrétaire honoraire..... D. TOMBECK.



Série A, n° 366
N° D'ORDRE
390

THÈSES

PRÉSENTÉES

À LA FACULTÉ DES SCIENCES DE PARIS

POUR OBTENIR

LE TITRE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ

PAR

B. BRAJNIKOV

1^{re} THÈSE. — Recherches sur les formations dites « Argile à silex » dans le bassin de Paris.

2^e THÈSE. — Propositions données par la Faculté.

Soutenues le 7 MAI 1938, devant la Commission d'examen.

MM. URBAIN *Président.*

LUTAUD	} <i>Examineurs.</i>
BOURCART	
WYART	

PARIS

REVUE DE GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

et de

GÉOLOGIE DYNAMIQUE

1938

A MES MAÎTRES

A MA MÈRE

A LA MÉMOIRE DE MON PÈRE

AVANT-PROPOS

Le sujet de ce travail sur l'argile à silex m'a été donné par mon maître Jacques Bourcart, qui a bien voulu en assumer la direction générale. L'insuffisance des méthodes de la géologie pure, pour la résolution de problèmes de cette nature, m'a obligé à recourir à celles de la minéralogie, pour la pratique desquelles le Laboratoire de Géographie Physique et de Géologie Dynamique, auquel j'appartiens, n'étais pas outillé. J'ai alors eu le bonheur d'entrer comme travailleur de recherches au Laboratoire de Géochimie de l'Institut de Biologie physico-chimique, dirigé par Pierre Urbain.

Je suis heureux de pouvoir exprimer ici ma profonde gratitude aux Maîtres, aux amis et aux collègues qui m'ont instruit et m'ont donné les possibilités matérielles nécessaires pour mener à bien cette étude, ou qui ont, par leur sympathie et par leur expérience, grandement facilité ma tâche. Puisse ce modeste travail leur servir de témoignage de mon fidèle dévouement et de ma reconnaissance.

Parmi eux, je voudrais remercier tout particulièrement et assurer de ma sincère affection :

M. Léon Lulaud, Professeur à la Sorbonne, qui a été pour moi non seulement un Maître, dont les idées m'ont invariablement guidé dans mes recherches, mais a bien voulu, également, me montrer des marques d'amitié, qui m'ont toujours profondément touché et me secourir dans les nombreuses difficultés matérielles et morales que j'ai rencontrées. Il a notamment pu obtenir pour moi une bourse Arconati-Visconti, qui m'a permis d'aborder ce travail ;

M. Jacques Bourcart, Professeur à la Sorbonne, qui s'est beaucoup occupé de moi avec la bonté de cœur qui lui est particulière ;

M. Pierre Urbain, qui m'a largement ouvert les ressources de son

laboratoire et de sa vaste érudition, et dont l'amitié pour moi a dépassé de loin les bornes du travail scientifique ;

Mon Maître M. Georges Urbain, Membre de l'Institut, qui a bien voulu me prodiguer une aide matérielle et scientifique considérable, et m'a fait l'honneur d'accepter la présidence de ma thèse.

Je dois une grande reconnaissance à l'Association des Anciens Élèves et Amis du Laboratoire de Géographie Physique, pour les secours qu'elle a bien voulu m'apporter dans des moments difficiles et pour avoir assumé la publication de ce mémoire dans sa Revue.

Je remercie très chaleureusement M^{me} Marthe Proix-Noé qui m'a initié à la pratique de l'analyse chimique ; M^{lle} Véra Malychéff, dont l'expérience en matière de pédologie m'a été si précieuse ; M. Raymond Furon, pour les excellents conseils qu'il m'a toujours donnés.

Ma reconnaissance va aussi à M. J. Wyart, Maître de Conférences à la Sorbonne, qui a aimablement accepté de faire partie du jury de ma thèse, et à M. J. Orcel, Professeur au Muséum, pour ses précieux conseils et pour les nombreux échantillons minéralogiques, qu'il a bien voulu me confier.

Ma gratitude n'oublie non plus tout ce que je dois à mes maîtres en pétrographie, M. A. Lacroix, Secrétaire perpétuel de l'Académie des Sciences et M^{me} E. Jérémie.

MM. J. Gandillot, C. P. Nicolesco, G. Champetier, M^{me} Z. Chate-lain, mon ami Jean Michel, MM. R. Charbonnière et C. Francis-Bœuf ont droit aussi, à des titres divers, à toute ma gratitude.

Ma reconnaissance s'étend de même à ma sœur, M^{me} Tatiana Hecker, dont l'affection et l'aide m'ont donné les possibilités d'entreprendre ce travail, et à ma femme, dont le dévouement admirable et la collaboration ont seuls permis de le mener à bonne fin.

INTRODUCTION

Il serait de bonne logique de faire précéder cet exposé par une définition de l'objet qu'il concerne. Or, dans le cas des « argiles à silex », aucune définition ne peut être donnée, avant d'avoir soumis à la discussion nombre d'observations faites sur la matière, tant sur le terrain qu'au laboratoire. En fait, aucune définition satisfaisante de ces formations géologiques n'a été proposée jusqu'à présent. La raison majeure en semble que les auteurs, qui se sont occupés de la question, ont subordonné l'importance des caractères lithologiques aux problèmes de stratigraphie ou de genèse. D'autre part, il existe un grand nombre de formations, plus ou moins semblables aux « argiles à silex », dont la discrimination lithologique ou stratigraphique est souvent des plus subtiles, voire même impossible, en l'état actuel de nos moyens d'études.

Le terme « argile à silex » a été employé par différents auteurs pour désigner des formations très diverses par leur constitution lithologique et par leur genèse, comme le montrent les mémoires consacrés à ce sujet et les cartes géologiques. Suivant que les auteurs attribuaient plus ou moins d'importance à l'un ou à l'autre des caractères majeurs, propres aux nombreuses formations confondues sous cette dénomination, suivant les vues et les idées en vogue à l'époque où ont été faites ces recherches, les roches désignées par ce terme n'étaient pas les mêmes. Cependant, pour pouvoir être classée comme « argile à silex », toute formation devait satisfaire à certaines conditions, qui sont restées immuables dès le début des sciences géologiques et le restent à présent. Ces conditions sont de nature double : au point de vue géographique, la formation considérée doit occuper une position à peu près superficielle et venir en recouvrement sur la craie ; au point de vue lithologique, des silex de la craie y sont toujours empâtés dans une masse sablo-argileuse. Tel a été le sens du terme « argile à silex », pour de nombreux auteurs et pendant de longues années.

Or, ce terme ne devrait prêter à aucune confusion si l'on voulait bien donner plus d'attention à sa signification lithologique. En effet, si la

notion traduite par le mot *argile* est restée assez confuse pour les géologues, jusqu'à une date récente, on entrevoit maintenant les moyens de la préciser.

Lorsque j'ai abordé l'étude de ce sujet, je me proposais de vérifier s'il existait vraiment dans le Bassin de Paris une formation géologique qui puisse être qualifiée d'« argile à silex », au sens strict du mot et conformément aux exigences de la science moderne. Dans ce qui suit, je vais essayer de montrer qu'il en existe effectivement une et qu'elle est nettement individualisée. En outre, si cette formation est beaucoup plus restreinte, en étendue et en volume, que ce que l'on avait pris l'habitude de nommer « argile à silex », elle conserve néanmoins un grand intérêt théorique.

Pour ce faire, les caractères *lithologiques* de la plupart des « argiles à silex » des auteurs me permettront, d'une part, de faire les discriminations nécessaires entre ces diverses formations et, d'autre part, de remonter, par voie inductive, aux problèmes de genèse et d'âge de l'argile à silex *sensu stricto*. De cette façon, le sujet peut être traité dans les limites d'un mémoire tel que celui-ci.

Un autre aspect du problème mérite qu'on s'y arrête un moment.

Les auteurs, qui ont décrit au point de vue morphologique les gisements des argiles à silex, ont insisté, avec raison, sur le fait qu'elles se trouvent souvent dans les cavités des masses crayeuses, connues généralement sous les noms de *puits*, *poches*, *sillons*, etc. Cette association avait, dès le début, attiré l'attention des géologues et les avait tellement frappés que nombre d'entre eux n'ont pu séparer la formation des « argiles à silex » de celle des puits ou des poches. Il est presque devenu un dogme d'attribuer aux deux phénomènes une cause commune, et, par conséquent, d'affirmer leur simultanéité.

J'ai été amené à penser qu'on peut et qu'on doit les considérer séparément : les causes qui les provoquent sont distinctes et elles posent deux problèmes distincts. En conséquence, j'ai cru devoir, dans cet exposé, laisser provisoirement de côté la question de la formation des cavités qui servent de réceptacles aux « argiles à silex ».

Je crois cependant utile, dans cette Introduction, de rappeler sommairement les hypothèses qui ont été émises pour expliquer les mécanismes de formation de ces cavités. A vrai dire, il n'en est pas de tout à fait satisfaisante. Abstraction faite de celle qui veut que les poches ou les puits soient contemporains du dépôt des masses crayeuses, ces théories se divisent en deux grands groupes : celles qui attribuent l'érosion des assises crayeuses formées précédemment à la force mécanique de l'eau ou à son pouvoir chimique de dissolution. Dans le premier cas, on invoquait soit l'action des vagues de la mer anté-tertiaire, soit l'action des

eaux glaciaires. Dans le deuxième cas, le responsable était soit une eau d'origine profonde, « acidulée » par des émanations post-volcaniques (on pourrait dire une eau thermale), soit l'eau météorique chargée d'acide carbonique et percolant vers le bas à travers la craie. Cette dernière hypothèse, développée par Ch. Lyell, devait expliquer à la fois la formation des vides dans la craie et la formation de l'argile qu'on y rencontre. Elle a pris le pas sur toutes les autres à la suite des travaux remarquables de Van den Broeck.

PREMIÈRE PARTIE

GÉNÉRALITÉS

I. — CARACTÈRES MORPHOLOGIQUES ET GÉOLOGIQUES DES GISEMENTS D' « ARGILE A SILEX »

Sur le terrain, l' « argile à silex », telle que je la définirai par la suite, est toujours associée à la craie.

Les motifs vraisemblables de cette association sont d'ordre géographique et physico-chimique. Ils seront discutés dans le Chapitre II de la deuxième partie de ce mémoire.

Les cas décrits par les auteurs se ramènent à quatre principaux :

- 1) L'argile à silex recouvre la surface plus ou moins ravinée de la craie ;
- 2) L'argile à silex remplit complètement une cavité ;
- 3) L'argile à silex tapisse seulement les parois de cette cavité ;
- 4) L'argile à silex se trouve en amas parmi d'autres matériaux remplissant des cavités plus importantes.

Morphologie.

L' « argile à silex » prend, comme un liquide, la forme des récipients qu'elle remplit. La morphologie de ses gisements est donc largement la morphologie des « puits » et des « poches » des assises crayeuses.

Les cavités qui servent de récipient à l' « argile à silex » sont très variées dans leurs dimensions et dans leurs formes. Comme je l'ai observé dans certains cas, il existe un certain rapport entre leurs formes et leurs dimensions et la nature du remplissage. Ces cavités méritent donc une description plus détaillée.

Certains auteurs ont essayé de les classer au point de vue mor-

phologique. Rothpletz [76] ¹ en distingue quatre types morphologiques : les marmites de géants, les rigoles, les lapiés et les boyaux souterrains. D'autres auteurs, par contre, sans vouloir les classer, leur donnaient, néanmoins, des noms différents, tels que : puits naturels, poches, boyaux, etc., en indiquant par là même la diversité morphologique du phénomène. Sans aller aussi loin que Rothpletz, j'ai pourtant trouvé utile et même indispensable, tout au moins pour faciliter la compréhension de la genèse de l'argile à silex, de diviser ces cavités en deux grands groupes :



Fig. 1. — Poche (cavité du premier genre). Structure « fluidale ». Remplissage homogène argileux (noir = silex). Route de Coulombes à Prouais (Eure-et-Loir).

1° les cavités ne communiquant avec la surface ou avec d'autres cavités que par des fissures étroites ;

2° les cavités largement ouvertes à la surface de la craie.

Leurs dimensions peuvent aller des vides microscopiques à quelques milliers de mètres cubes. Leurs formes sont diverses et très capricieuses.

D'une manière générale, c'est dans le deuxième groupe qu'on trouve les formes les plus régulières (par exemple, la forme cylindrique ou cylindro-conique qui est celle des « puits naturels ») et les dimensions les plus importantes. Le premier groupe com-

prend des cavités de dimensions beaucoup plus faibles et de formes souvent très irrégulières : ce sont les poches, les nids, les fissures, les diaclases, les joints, etc. Toutefois, il faut noter que ce qu'on voit sur une coupe du terrain, naturelle ou artificielle, n'est qu'une section de la cavité, en sorte qu'il est souvent difficile de l'attribuer à l'un ou à l'autre groupe.

La question des cavités de la craie a retenu de nombreux auteurs, qui ont souvent complété leurs descriptions par des figures. Néanmoins, il semble utile de donner ici quelques dessins d'après nature pour illustrer le contraste très apparent, et plein de signification, qui existe entre les deux groupes ci-dessus. Ce contraste sera rendu plus évident encore par l'étude des remplissages. Les figures 1, 2, 3 et 4 se rapportent au groupe I (cavités ne communiquant avec la surface ou avec d'autres cavités que par des fissures étroites). Les figures 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13 et 14 montrent ce que j'entends par *cavités largement ouvertes à la surface*.

Les cavités du premier groupe présentent souvent des surfaces très irrégulières, déchiquetées et capricieuses. Les cavités du deuxième

1. Les chiffres entre [] sont des renvois bibliographiques.

groupe (de plus grand volume) montrent plus volontiers des surfaces régulières à pendage subvertical, cylindriques ou coniques.

Le contact craie-remplissage est généralement net. Je n'ai pu trouver de restes de craie que dans les cas exceptionnels de remplissage crayeux ou de remplissage mixte craie-limon-argile dont il sera question plus loin. La paroi de craie, qui limite la cavité, peut être en voie d'altération, tout en restant nettement définie par rapport aux matériaux du remplissage; mais, dans ce cas, ces derniers pénètrent, plus ou moins profondément, dans la masse crayeuse en suivant les voies préparées par la dissolution de la craie. Ces parois peuvent aussi être fraîches, non altérées. Le contact est alors brutal : la surface de la craie est

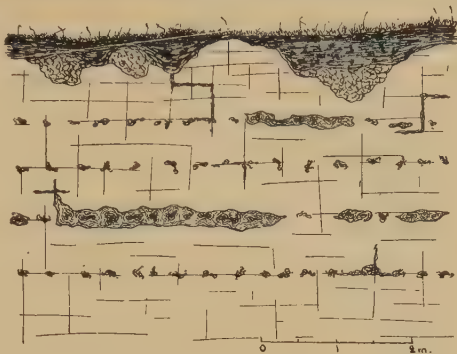


Fig. 2. — *Poches suivant les lits de silex (cavité du premier genre).*

Structure « fluidale ». Remplissage homogène argileux. Km. 4.2 route de Louviers à Elbœuf (Eure).



Fig. 3. — *Poche (cavité du premier genre).*

Structure litée. Remplissage homogène limoneux. Crosville-sur-Scie (Seine-Inf.).

plane, lisse, comme polie, de même que celle de l'« argile à silex » apposée; elle rappelle alors exactement une surface de glissement dans les roches dures. Tout se passe comme si la craie jouissait d'une propriété particulière, qui ne permettrait pas à l'argile d'y adhérer.

Structure du remplissage.

Les matières qui remplissent les cavités de la craie, quelles qu'elles soient, affectent toujours une structure ordonnée, *tout au moins lorsqu'on considère l'ensemble du remplissage*. Cette structure est soulignée par la disposition des lits de silex ou des feuillets d'argile ou, dans les remplissages hétérogènes, par la juxtaposition de lits ou de masses de maté-

riaux divers. Ces derniers se présentent le plus souvent en cônes emboîtés ou en guirlandes (fig. 5) dans les cavités de grandes dimensions. Si les silex sont disposés d'une façon tout à fait désordonnée, la matière plus fine qui les englobe, révèle une structure d'écoulement, en s'orientant parallèlement aux parois de la cavité et concentriquement autour des grands blocs de silex.

Les remplissages des cavités de petites dimensions sont parfois nettement stratifiés (remplissages sableux ou limoneux), mais plus généralement, les matières fines y sont comme bourrées, et présentent des alignements d'écoulement qui moulent la forme propre de la poche et les silex, quand ces derniers sont présents (fig. 1, 3, 7, 9).

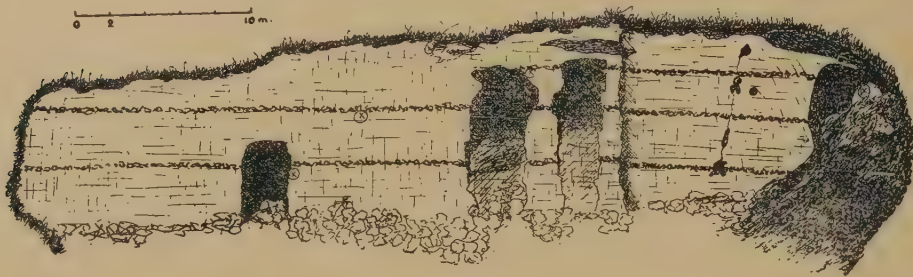


Fig. 4. — Carrière de craie sur la route de La Chapelle-Saint-Ouen à Sainte-Geneviève (Seine-et-Oise). A droite : puits à remplissage hétérogène sableux ; au centre, poches à remplissage homogène argileux.

Mode de remplissage.

Suivant la théorie adoptée par eux relativement à la formation de l'argile à silex, les anciens auteurs ont considéré *a priori* que le remplissage des cavités de la craie se faisait soit *per descensum*, soit par substitution (c'est-à-dire par le moyen d'une sorte d'épigénie), soit même *per ascensum*. Aucun cas de dépôt analogue n'ayant jusqu'ici été observé pour une source thermique, je laisserai de côté ce dernier procédé et j'admettrai qu'il s'est toujours fait *per descensum*, que ce soit par dépôt à la surface de la craie, par pénétration dans les cavités préexistantes ou, enfin, par effondrement et tassement.

Ce transport, du haut vers le bas, s'est accompagné ou a été suivi d'un classement des matériaux. Celui-ci s'est fait soit en fonction du calibre des fissures donnant accès à la cavité-récepteur, soit en fonction de la vitesse du courant d'eau qui circulait à ce moment dans les boyaux, soit, enfin, en fonction de la faculté qu'ont certains matériaux de se mettre en suspension en présence de l'eau.

On trouve là l'explication du fait, constamment observé, que les cavités du premier groupe tendent à avoir un remplissage fin et homogène, abstraction faite des silex, et que les cavités du deuxième groupe sont toujours remplies par des matériaux souvent grossiers et très hétérogènes.

D'autre part, au sein d'un remplissage hétérogène, il doit se produire une migration des éléments sous l'action des eaux percolantes. Ces eaux vont, en effet, dissoudre les matières solubles ou mettre en suspension les matières colloïdales et les transporter vers le bas et vers la périphérie du récipient, de sorte qu'il se produira un appauvrissement des parties centrales du remplissage en matières colloïdales et un enrichissement des parties périphériques en ces mêmes matières.



Nature des remplissages.

Les matières entassées dans les cavités de la craie sont de nature très diverse, et c'est là un fait très important.

On trouve dans ces cavités des silex de caractères différents, des galets, des sables quartzeux grossiers et fins, des fragments de craie, des limons et des argiles en associations et en proportions les plus variées.

Il existe des « puits » remplis uniquement de craie fragmentaire (Criel, Seine-Inférieure), des « boyaux » ne contenant que des galets bien roulés et du sable quartzeux (Eragny, Oise), des « poches » remplies de limon (Crosville, Seine-Inférieure) ou d'argile très pure (La Chapelle-Saint-Ouen, Seine-et-Oise). D'autre part, on trouve des « puits » où se rencontrent à la fois le sable et l'argile (Pont-Audemer, Bernay, Eure), le limon, l'argile et la craie fragmentaire (Criel), etc. Les silex peuvent être présents ou manquer. Dans le premier cas, ils sont disséminés dans toute la masse du remplissage ou cantonnés à certains niveaux de celui-ci.

Il serait trop long d'entreprendre ici une systématique des diverses associations rencontrées. Il semble plus intéressant d'envisager chaque cas séparément du point de vue des conditions géographiques propres au lieu où on l'observe.

Fig. 5. — Coupe schématique d'un puits naturel (cavité du deuxième genre).

Structure en guirlandes. Remplissage hétérogène. Carrière Duval, Bernay (Eure). Craie turonienne.



Fig. 6.
Puits naturel (cavité du deuxième genre).
Structure en guirlandes. Remplissage hétéro-
gène. Criel (Seine-Inférieure).

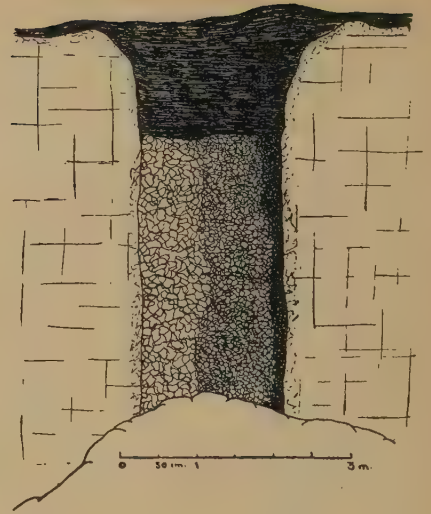


Fig. 7. — *Puits naturel*
(cavité du deuxième genre).
Structure « columnaire ». Remplissage
homogène de craie fragmentaire (cha-
peau de limon). Criel (Seine-Inférieure).



Fig. 8. — *Puits naturel et poches.* Structure « fluidale » : l'argile moule les cavités et les
silex. Remplissage homogène dans chaque cavité. La Plante, près Nogent-le-Rotrou
(Eure-et-Loir). Calcaire crayeux sénonien.

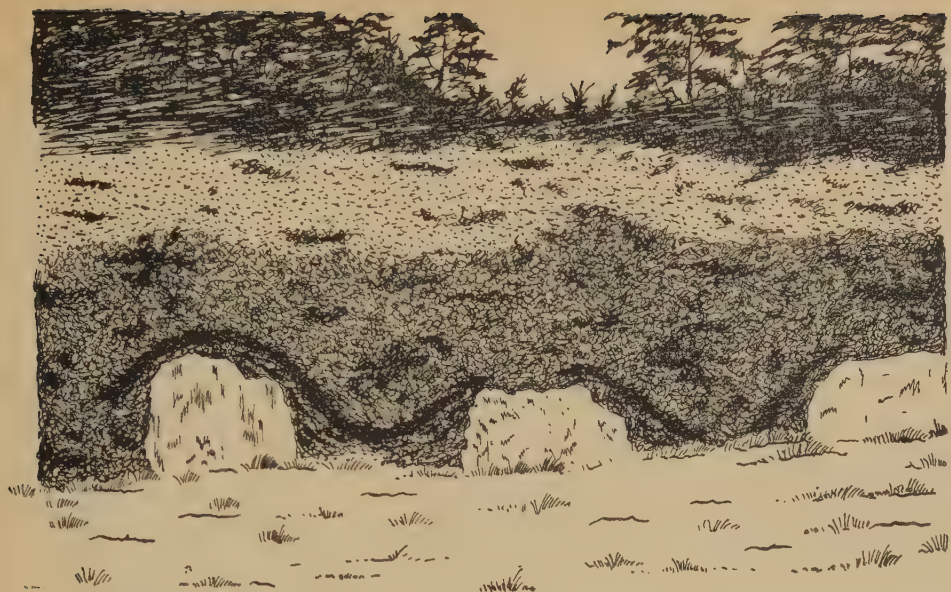


Fig. 9. — *Carrière Duval, Bernay (Eure).*

Puits naturels (cavités du 2^e genre) ; structure en guirlandes ; remplissage hétérogène.

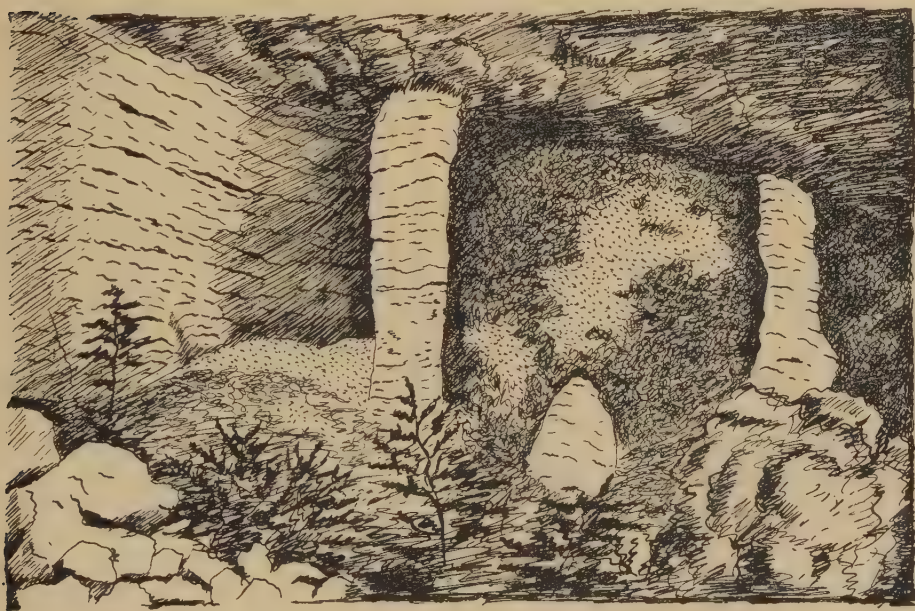


Fig. 10. — *Pont-Audemer (Eure).*

Puits naturels (cavités du 2^e genre ; remplissage hétérogène) et piliers de craie.



Fig. 11. — Tancarville (Seine-Inférieure).
Sections de puits naturels vidés du remplissage (cavités du 2^e genre).



Fig. 12. — Forêt d'Othe. Corrosion de la surface de la craie,



Fig. 13 — *Marais Vernier*. Falaise morte. Puits naturels et poches.

II. — EXTENSION GÉOGRAPHIQUE

Je reviendrai encore, et plus en détail, sur cette question dans un chapitre suivant (Deuxième partie, Chapitre III). Je n'indiquerai ici que quelques traits majeurs de la répartition géographique de l'argile à silex.



Fig. 14. — Côte Pelée (Eure). Corrosion de la surface de la craie.

La Carte géologique détaillée de la France au 1 : 80 000^e réunit sous la dénomination d' « argile à silex » (e_v) toute une série de formations hétérogènes qui reposent immédiatement sur la craie et semblent être inférieures aux dépôts tertiaires, d'où leur attribution à l'Éocène inférieur. Sur certaines feuilles du Bassin de Paris, les auteurs ont cru devoir distinguer une formation dite « argile à silex remaniée » (M), qui proviendrait de l'argile à silex « vraie » (e_v) et serait d'âge miocène, ou même post-miocène. Sur d'autres feuilles on n'a pas jugé utile de faire cette distinction.

En me servant de la carte géologique au 1 : 80 000^e, mais *sans faire de distinction entre les diverses « argiles à silex » (e_v et M)*, j'ai reporté

leurs affleurements sur une carte au 1 : 1000000^e du Bassin de Paris, sur laquelle les contours géologiques des formations anté-tertiaires ont été préalablement tracés. J'ai ensuite coloré d'une teinte uniforme les zones comprises entre les affleurements ainsi reportés, en faisant abstraction des terrains tertiaires et quaternaires, *comme si les formations dites « argile à silex » étaient des formations continues.*

La carte ainsi obtenue (voir la carte hors texte) est très expressive. Elle montre l'extension de l'aire où les « argiles à silex » ont été trouvées et celle où elles n'ont jamais été signalées. Géographiquement, les deux régions sont approximativement séparées par les vallées de la Seine et de l'Oise, jusqu'à leur confluent. Dans l'angle compris entre ces deux cours d'eau, on n'a jamais signalé la présence des « argiles à silex », tout au moins à ma connaissance.

Cette carte montre aussi clairement la dépendance qui existe entre le développement des formations de craie et la distribution des « argiles à silex » dans l'espace de croissant où l'on rencontre ces dernières. Mais elle indique également, dans l'Est du Bassin, l'existence de grandes étendues de craie qui sont totalement dépourvues d'argile à silex. Ce fait très important : l'absence des « argiles à silex » en Champagne, a depuis longtemps frappé les géologues. A. de Lapparent s'y est, en particulier, longtemps arrêté et a cherché à l'expliquer. Il est à noter, d'autre part, que, d'une manière générale, les argiles à silex gagnent en ampleur quand on se dirige du Nord au Sud et de l'Est à l'Ouest du Bassin de Paris.

En dehors de la France, les « argiles à silex » existent sur les formations crétacées en Belgique et en Angleterre.

III. — HISTORIQUE DES DIVERSES CONCEPTIONS RELATIVES AUX FORMATIONS DITES « ARGILES A SILEX »

Je ne veux pas tenter de présenter ici un aperçu historique complet de la question à laquelle ce travail est consacré. Le nombre est très grand des savants qui se sont occupés de l'argile à silex, tant pour elle-même qu'en rapport avec leurs travaux sur d'autres formations, et l'analyse de la littérature m'entraînerait trop loin. J'ai seulement l'intention de parcourir rapidement les principaux ouvrages relatifs à ce sujet, en soulignant les idées maîtresses qui ont guidé mes prédécesseurs. Je veux également essayer de montrer l'évolution des conceptions relatives à une question singulièrement difficile, il faut bien le reconnaître.

Pendant tout le xix^e siècle et jusqu'au début du xx^e, l'intérêt provoqué par les « argiles à silex » a été constant ; des discussions très vives ont mis aux prises les partisans des diverses hypothèses relatives à leur âge géologique, à leur genèse et à leurs rapports avec les formations voisines ou semblables. Ces discussions — dont le souvenir n'est pas encore éteint — nous montrent bien à quelles difficultés se sont heurté les savants les plus remarquables, dans l'étude de ce phénomène si particulier. Ces difficultés, nombreuses et diverses, tiennent d'une part à la nature même de la formation, et d'autre part, à l'imperfection des méthodes d'étude dont disposaient les géologues.

Je dirai plus loin quelques mots au sujet des méthodes actuelles, applicables à l'étude des roches sédimentaires de cette nature. Il suffit de remarquer ici que la *pétrographie des roches sédimentaires* est née à une époque où les discussions sur l'argile à silex étaient pratiquement closes, l'une des trois conceptions en présence ayant fini par s'imposer à la plupart des géologues. Ceux de l'époque précédente ne disposaient que de deux méthodes : la méthode stratigraphique et la méthode spéculative, toutes deux basées sur un examen macroscopique des roches et des séries géologiques. Certes, ils ont essayé de recourir — mais sans grand profit — à l'analyse chimique globale, ou à des fractionnements mécaniques.

Or, les méthodes stratigraphiques étaient particulièrement inaptes à l'étude des formations réunies sous le nom d'argile à silex *sensu lato*, car ces formations *discontinues* et surtout *superficielles* ne sont que très rarement intercalées entre les couches stratigraphiquement définissables. Au surplus, elles sont entièrement dépourvues de fossiles propres, et ne renferment que des restes (parfois assez abondants) de fossiles silicifiés des roches sous-jacentes, notamment du Crétacé supérieur. D'autre part, les dimensions très faibles des particules qui constituent la « gangue » des silex permettaient seulement d'y discerner macroscopiquement du sable quartzeux (lorsque celui-ci était suffisamment bien représenté), ou de dire qu'il s'agissait d'*argile* rouge, brune, jaune, etc., sans pouvoir mieux la qualifier.

Dans ces conditions, les géologues ne possédaient pas de critères suffisamment rigoureux pour pouvoir établir sans ambiguïté les parallélismes stratigraphiques de cette formation, qui, par surcroît, se présente avec des faciès très divers suivant les régions étudiées. Il leur est arrivé souvent de ne pouvoir discriminer des formations d'origines et d'âges différents, qui étaient toutes confondues sous le nom collectif d'« argile à silex ». On ne peut donc que s'étonner des résultats remarquables auxquels sont arrivés les géologues du xix^e siècle dans l'étude des « argiles à silex », et que rendre hommage à leur perspicacité scientifique.

L'évolution des conceptions relatives à la formation des « argiles à silex » a été marquée par deux tendances assez nettes au cours du siècle dernier. Les idées des savants de la première partie du siècle dernier

(jusqu'en 1870 environ) ont été dominées par le point de vue *stratigraphique*.

Les géologues de cette époque, tout en cherchant à deviner l'origine et le mode de formation de ces dépôts, accordaient néanmoins plus d'attention à leur position stratigraphique. Ils les envisageaient comme appartenant à une formation stratigraphiquement définie, ayant une place fixe dans la succession des sédiments post-crétacés du Bassin de Paris.

Par contre, les auteurs de la deuxième partie du siècle (après 1870) étaient sous l'influence marquée des théories *génétiques*, qui ont été largement exploitées au détriment des problèmes stratigraphiques. Ces deux tendances sont particulièrement apparentes dans les discussions qui, dans la première partie, portaient principalement sur l'âge, et dans la deuxième, sur la genèse des « argiles à silex ». Ainsi M. Ch. Barrois disait en 1879 : « La question d'âge peut être considérée comme locale ; la question d'origine s'impose ici comme la question fondamentale, qu'il faudrait d'abord résoudre... » [37].

L'étude scientifique des « argiles à silex » semble avoir débuté vers la deuxième décennie du XIX^e siècle.

Un peu plus tard, Dujardin [56], décrivant en 1837 les formations superficielles de la Touraine, donnait une description de leurs diverses modalités.

Vers la même époque, Desnoyers [50-52] étudiait cette formation spécialement dans les départements de l'Orne et d'Eure-et-Loir. Il y distinguait également des faciès différents : argiles, sables, grès, poudingues, minerais de fer, calcaires et silex d'eau douce ; il les considérait tous comme contemporains et ne différait que par le mode de sédimentation mécanique ou chimique. D'accord avec les auteurs de la Carte Géologique, Dufrenoy et Elie de Beaumont, Desnoyers les rangeait dans l'étage supérieur des terrains tertiaires, c'est-à-dire postérieur à la formation du gypse.

Plus tard, il remarquait qu'il existait *deux* « argiles à silex », très difficiles à séparer, et représentant tout le Tertiaire depuis l'argile plastique jusqu'aux meulières supérieures.

Passy [74], dans ses études sur la Basse Normandie, se ralliait à l'opinion de Desnoyers en ce qui concerne l'âge des « argiles à silex » et exprimait des idées d'un haut intérêt sur leur origine. Il distinguait, notamment, les *silex*, résidus laissés sur place par l'érosion de la craie, des matières qui les enveloppent — *sables* et *argiles* — qu'il considérait comme provenant de régions plus ou moins lointaines.

En 1860-61, Laugel [66, 67], se basant surtout sur ses travaux dans le département d'Eure-et-Loir, divisait l'ensemble de l'argile à silex en une *partie inférieure*, formée surtout de diverses argiles avec silex tuberculés, et une *partie supérieure*, formée surtout de sables granitiques avec silex brisés, renfermant tantôt des grès lustrés, dits *grès ladères*, et tantôt des poudingues siliceux. Il synchronisait l'étage inférieur avec les calcaires de Beauce et l'étage supérieur avec les argiles à meulières supérieures.

La même année, Hébert [63] avait démontré que, dans le voisinage de Nogent-le-Rotrou, l'argile à silex est recouverte par un calcaire d'eau douce et par des sables, qu'il plaçait respectivement au niveau du calcaire de Saint-Ouen et des sables de Beauchamp. L'âge éocène de l'argile à silex a ainsi été établi. D'autre part, il reconnaissait l'existence d'une autre « argile à silex », qu'il considérait comme un produit de remaniement de la première et dont l'âge serait post-tertiaire. En poursuivant ses études, Hébert [64] a reconnu que, dans le Thimerais, l'argile à silex est recouverte par l'argile plastique et même, aux environs immédiats de Dreux, par les sables thanétiens. Il en concluait qu'il existait deux « argiles à silex », l'une inférieure à toute la série tertiaire du Bassin de Paris et l'autre supérieure à toute cette série.

Pendant ce temps, les géologues du Nord du Bassin de Paris avaient également reconnu l'existence d'une formation argilo-sableuse avec silex et lui avaient attribué un âge quaternaire.

D'Archiac, dans son Histoire des Progrès de la Géologie [36], situe l'argile à silex dans le diluvium et cherche à étendre cette conception au reste du Bassin de Paris. La tradition s'est maintenue dans le Nord ; mais les travaux remarquables d'autres géologues, Gosselet, Ch. Barrois, Potier [59, 37, 75], ont mis en évidence l'existence de deux formations plus ou moins analogues — l'une antérieure au Landénien, l'autre quaternaire.

Nous voyons ainsi que, malgré toutes les difficultés qui se sont présentées, les géologues du Nord, comme les géologues du Sud-Ouest du Bassin de Paris, étaient finalement d'accord pour envisager l'existence de deux formations à silex (quel que soit le nom qu'on leur donne), l'une à la base et l'autre au sommet de toute la série tertiaire.

Les hypothèses avancées en grand nombre et à diverses époques pour expliquer la genèse des « argiles à silex », se groupent autour de quatre théories fondamentales. Ce sont : la théorie de la décalcification, la théorie sédimentaire, la théorie geyserienne et la théorie glaciaire.

La théorie « geyserienne » ou « éruptive » compte parmi ses défenseurs d'Omalius d'Halloy, de Mercey et, jusqu'à une date très récente, H. Douvillé [70, 55]. Suivant cette théorie, les « argiles à silex », les sables granitiques et les formations dites sidérolithiques seraient venues à la surface par « éjaculations », suivant les grandes failles et cassures des roches crétacées et tertiaires, et se seraient épanchées superficiellement. Ces éruptions acides auraient également provoqué la corrosion des roches qu'elles traversaient en donnant naissance aux puits, poches, etc., qu'on rencontre dans la craie.

Cette théorie n'a jamais eu beaucoup de succès et a été définitivement abandonnée par la plupart des géologues de la deuxième moitié du xix^e siècle. Il convient de dire, au surplus, qu'il est également impossible d'en démontrer la légitimité ou l'inanité ; aussi n'est-il pas surprenant de constater qu'elle a eu une grande influence sur l'hypothèse d'Albert de Lapparent, dont il sera fait mention plus loin.

La théorie glaciaire a connu le plus grand succès dans le Sud-Est du Bassin de Paris, dans le Berry et le Mâconnais. C'est certainement la proximité des régions où la théorie des glaciations anciennes a suscité les recherches les plus enthousiastes, qui a conduit les géologues à invoquer ces phénomènes pour expliquer l'accumulation des masses de sables, d'argiles et de graviers silicieux, qu'aucun autre phénomène connu ne leur paraissait pouvoir expliquer.

Parmi les partisans de cette hypothèse, on peut citer les noms de Martin, Collenot, de Cossigny [68, 48, 49], etc. D'autres géologues, comme Élie de Beaumont, de Mercey, Tardy et Rothpletz, ont cherché dans les glaciations les causes de formation du *diluvium* rouge du centre du Bassin de Paris, soit sous la forme de calottes glaciaires locales, soit sous la forme d'énormes masses d'eau provenant de la fonte de glaciers plus éloignés.

C'est surtout dans la première période du xix^e siècle, la *période stratigraphique* dont il était question plus haut, que la théorie sédimentaire a eu le plus grand nombre de partisans. Les géologues de cette période admettaient bien que les formations des « argiles à silex » (et notamment les silex) représentaient partiellement un résidu de dissolution de la craie ; mais ils reconnaissaient en même temps que les matériaux plus fins (sables, argiles) pouvaient être étrangers à la craie, et être apportés par les eaux d'autres régions. Élie de Beaumont, Desnoyers, d'Archiac, Passy, Laugel, Hébert, Melleville, Falsan [69, 58] et d'autres, ont défendu cette manière de voir, tout en n'étant pas d'accord sur le *milieu* dans lequel se serait produit le dépôt. On hésitait entre les fleuves, les lacs, les inondations glaciaires, les transgressions marines, etc. Mais tous avaient en commun la notion d'un dépôt tumultueux dans les eaux superficielles. La théorie sédimentaire est tombée en désuétude vers la fin du xix^e siècle, avec le développement de la théorie de la décalcification.

Cependant, en 1903, de Grossouvre [61, 62] reviendra à la théorie sédimentaire pour *une partie* des formations dites « argiles à silex » et la défendra vaillamment contre une opinion profondément enracinée dans les milieux géologiques de cette époque, mais il ne parviendra pas à faire prévaloir ses opinions.

Une autre hypothèse, rattachable à la théorie sédimentaire, avait été émise de bonne heure en Angleterre, et certains auteurs belges lui avaient

réserve un accueil favorable. Elle distingue l'*argile*, recouvrant en couche mince la surface de la craie ou tapissant les parois des poches formées au sein de celle-ci, des formations sablo-argileuses à silex sus-jacentes et pouvant atteindre des épaisseurs considérables. Une telle argile se serait formée *postérieurement* aux dépôts qui la recouvrent. Elle serait constituée *en partie* (Lyell, Whitaker [18, 35]) ou *en totalité* (Dewalque [53]) par des particules fines et limoneuses, provenant *des dépôts sus-jacents*, mais entraînées par les eaux filtrantes et déposées sur la surface de la craie infiniment moins perméable. Cette hypothèse avait été présentée avec tant d'ingéniosité que Van den Broeck lui-même l'avait en partie admise. Cependant, elle est restée presque inaperçue en France. Seul Gosselet s'y était rallié en 1878, pour l'abandonner peu après en faveur de la théorie de la décalcification.

L'idée que l'argile à silex est un résidu laissé sur place par la décalcification, c'est-à-dire par une altération chimique de la craie, paraît être fort ancienne, mais c'est vers 1870 seulement qu'elle commence à influencer l'école française d'une façon sensible, pour arriver en peu d'années à dominer à peu près complètement l'esprit des géologues du Bassin de Paris, et en particulier Ebray, Stanislas Meunier, A. de Lapparent, Barrois, Potier et Dollfus [57, 73, 54].

En Angleterre, cette théorie a été introduite par Ch. Lyell et plusieurs autres géologues dès 1840, et définitivement adoptée. On doit noter toutefois que les géologues anglais considèrent souvent la décalcification de la craie comme se faisant sous une couverture de roches tertiaires.

Mais le véritable maître de la théorie de l'altération des roches par les agents météoriques a été E. Van den Broeck [44]. Tous ses contemporains l'ont considéré comme faisant autorité en cette matière, à laquelle il a consacré un grand nombre de travaux couronnés par un mémoire capital, qui marque une époque dans la géologie des formations superficielles.

Van den Broeck a cherché l'explication du phénomène d'altération chimique superficielle des roches dans l'action, lente, mais continue, de l'eau de pluie chargée d'acide carbonique. Dans le cas des roches calcaires, et notamment de la craie, qui seule nous intéresse ici, il admet que ce processus s'effectue soit à l'air libre, soit sous une couverture de roches post-crétacées perméables. Le carbonate de calcium passe en solution et est entraîné par les eaux de percolation, tandis que les silex et la partie sablo-argileuse, toujours présents en quantité plus ou moins grande même dans la craie la plus pure, forment un résidu insoluble, et engendrent une couche plus ou moins continue et épaisse à la surface de la craie en voie d'altération. Ce phénomène de *décalcification* est accompagné de l'oxydation du fer ferreux et de la glauconie, ce qui provoque une rubéfaction et un gonflement considérable du résidu.

Cependant, certains géologues (Meugy [72], A. de Lapparent), tout en

admettant avec Van den Broeck que l'« argile à silex » est un résidu de décalcification de la craie, ne le suivaient plus, quant à la cause de cette décalcification. La théorie la plus développée est due à A. de Lapparent [63].

Ce savant admettait que la décalcification, et par conséquent la formation de l'argile à silex, a été provoquée par des « émanations » carboniques, montant des profondeurs par des failles et des diaclases, puis traversant les assises crayeuses et, enfin, s'arrêtant sous une couverture imperméable d'argile plastique. Ces émanations, qui sont en réalité des eaux acidulées, se seraient répandues entre la couche imperméable et les assises crayeuses en attaquant celles-ci et en y formant des cavités. Le résidu sablo-argileux insoluble se serait alors mélangé aux matériaux supérieurs à la craie, qui s'effondraient dans les cavités pour constituer l'« argile à silex ».

Cette hypothèse a le grand avantage de proposer une explication de l'*extension géographique* de l'« argile à silex » dans le Bassin de Paris, ce que la théorie de Van den Broeck était tout à fait incapable de faire.

En effet, de Lapparent admettait que les fissures qui ont livré passage aux émanations carboniques se sont surtout produites en plus grand nombre sur la voûte des grands bombements anticlinaux comme celui de la craie dans l'Eure et l'Artois, régions où on observe également le plus grand développement de l'argile à silex. Par contre, le Centre, l'Est et le Sud du Bassin se trouvent dans un synclinal de la craie où cette formation est sporadique. A. de Lapparent ne put l'emporter sur Van den Broeck ; on peut dire qu'aucun géologue ne l'a suivi.

Vers la fin du xix^e siècle et au début du xx^e, les géologues du Bassin de Paris s'étaient donc, comme nous venons de le voir, ralliés à la théorie de la décalcification. Dès lors, la question d'âge ne jouait plus pour eux qu'un rôle subordonné : ils ont admis que *les argiles à silex peuvent être d'âge quelconque, mais toujours postérieur à l'émersion de la craie*.

Ces idées sont clairement et largement exposées dans les travaux de Dollfus [54]. Ce géologue pensait que les argiles à silex se forment à n'importe quelle époque, fût-ce à l'époque actuelle, dès que la craie se trouve à nu et exposée aux actions des eaux atmosphériques. On trouverait ainsi des argiles à silex d'âges différents, mais toujours post-crétacées, conservées sous la forme de lambeaux sous des dépôts lacustres et continentaux formés dans des eaux calmes. Par contre les eaux agitées, et notamment les transgressions marines, auraient complètement dispersé les argiles à silex, de sorte que les formations telles que le calcaire grossier, les sables de Beauchamp, les sables de Fontainebleau, certaines parties du diluvium, reposent directement sur la craie. Enfin, postérieurement au creusement des vallées actuelles, là où elles ont atteint la craie, il y aurait formation d'argile à silex moderne.

Il semble que, en l'absence d'expérimentation, qui est difficile, un moyen de résoudre la question se trouve dans l'étude pétrographique des argiles à silex.

IV. — LES ROCHES ARGILEUSES EN GÉNÉRAL

Comme je serai amené à examiner si l'argile à silex est une *argile*, dans la conception actuelle du mot, et, dans l'affirmative, quel est son *minéral caractéristique*, il serait utile de résumer brièvement nos connaissances en cette matière.

On sait actuellement que les roches argileuses, ou *argiles*, forment un des principaux groupes de roches sédimentaires ¹ et sont constituées par des associations plus ou moins complexes de minéraux ² parmi lesquels on doit faire une place de choix à ceux qui méritent, tant par leur masse que par leurs propriétés physiques et chimiques, d'être appelés *minéraux caractéristiques des argiles*. Ce sont eux qui confèrent à ces roches leurs propriétés spéciales, telles que la plasticité, le pouvoir absorbant, etc.

Ces minéraux sont essentiellement des silicates hydratés (ou des aluminosilicates hydratés, selon les auteurs) d'alumine, de fer ou de magnésie ; ils ont une structure lamellaire, ou fibreuse : dans le premier cas, on les appelle souvent *phyllites*. La composition chimique qu'on leur assigne et leurs propriétés physiques sont très variables, ce qui est la cause de multiples difficultés et confusions dans leur spécification.

1. D'après F. Clarke [6] les roches argileuses, au sens large du mot, constituent environ 4 % de la lithosphère ou 80 % des roches sédimentaires.

2. Tout récemment, M. P. Urbain [29] a proposé d'étendre pour les argiles, la notion de l'association lithologique, en ajoutant les solutions salines aux minéraux et aux organismes. Cette idée très heureuse doit nous permettre de mieux comprendre la vie de la roche et ses propriétés que nous observons actuellement. M. P. Urbain pense qu'il faut chercher la source des sels, ou de la minéralisation des solutions intra-rocheuses en général, dans les constituants mêmes de la roche, qui y parviendraient par altération ou par dissolution des minéraux et des organismes, ou enfin par les phénomènes de désorption. Cependant, les eaux naturelles qui circulent au sein des roches argileuses renferment toujours des minéralisations étrangères à la roche et peuvent ainsi, au travers des âges, modifier considérablement la constitution ionique des solutions salines des argiles. Il faut donc penser que ces solutions constituent la partie éminemment variable de la roche, fonction non seulement de la dissolution et de l'altération des deux autres parties, mais également de l'apport des matériaux exotiques. Elle n'aurait, donc, pas la même signification historique que les minéraux et les organismes.

Néanmoins on a pu définir quelques types, qui sont plus ou moins généralement admis. Ces principaux types sont les suivants :

1) *Groupe de la kaolinite* : kaolinite, dickite, nacrite, halloysite, répondant toutes, à la formule analytique $2 \text{ Si O}_2 \cdot \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \cdot 2 \text{ H}_2 \text{ O} + x (\text{ H}_2 \text{ O})^z$. Ce dernier terme, qui représente l'eau à caractère zéolitique, étant affecté d'un facteur x voisin de zéro dans le cas des trois premiers minéraux, et sensiblement égal à 2 dans l'halloysite séchée à l'air et à la température ordinaire.

On considère, avec Ross et Kerr [26,27], que les trois premiers minéraux sont des espèces distinctes. La littérature indique encore fréquemment que l'halloysite est une variété cryptocristalline ou même « amorphe » de la kaolinite. Tout en admettant que l'halloysite peut constituer une étape dans la cristallisation de la kaolinite à partir de matières colloïdales, les travaux récents et la présence d'eau zéolitique dans l'halloysite permettent de considérer ce minéral comme une espèce individualisée.

2) *Groupe beidellite-nontronite*, série isomorphe, dont les deux termes extrêmes auraient la composition chimique théorique $3 \text{ Si O}_2 \cdot \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \cdot n \text{ H}_2 \text{ O}$ et $3 \text{ Si O}_2 \cdot \text{ Fe}_2 \text{ O}_3 \cdot n \text{ H}_2 \text{ O}$ respectivement.

3) *Groupe des palygorskites*, correspondant à une série isomorphe sépiolite-paramontmorillonite, dont les termes extrêmes seraient respectivement $4 \text{ Si O}_2 \cdot 3 \text{ Mg O} \cdot \text{ H}_2 \text{ O} \cdot (\text{ H}_2 \text{ O})^z$ et $4 \text{ Si O}_2 \cdot \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \cdot 2 \text{ H}_2 \text{ O} \cdot (\text{ H}_2 \text{ O})^z$, avec Fe pouvant remplacer Al ou Mg. Les *palygorskites* seraient, d'après les travaux de M. A. Fersman et de M. H. Longchambon [17], les constituants essentiels d'un grand nombre d'argiles.

4) *Montmorillonite* — formule analytique, $5 \text{ Si O}_2 \cdot \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \cdot (\text{ Mg, Ca }) \text{ O} \cdot \text{ H}_2 \text{ O} \cdot n \text{ H}_2 \text{ O}$. La montmorillonite peut sans doute être considérée comme appartenant à la série précédente.

5) *Pyrophyllite* — formule analytique, $4 \text{ Si O}_2 \cdot \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \cdot 2 \text{ H}_2 \text{ O}$, ce minéral ne paraît jouer aucun rôle comme constituant essentiel des argiles.

6) *Allophane* — formule analytique $\text{ Si O}_2 \cdot \text{ Al}_2 \text{ O}_3 \cdot n \text{ H}_2 \text{ O}$, minéral amorphe qui ne serait qu'un mélange de gels non évolués de silice et d'alumine.

7) *Attapulgite* [$(\text{ OH })_2 \cdot \text{ H}_2 (\text{ Mg}_2, \text{ Al}_{4/3}) \cdot \text{ H}_4 \text{ Si}_3 \text{ O}_{10}$]. Ce nom a été donné récemment par M. J. de Lapparent [13] à une phyllite, voisine des palygorskites; ce minéral serait le constituant essentiel de certaines terres à foulon.

Sans entrer dans le détail, il faut néanmoins ajouter que la réalité

même de certaines de ces espèces minérales est encore contestée, ainsi d'ailleurs que leurs rapports mutuels. Ainsi C. Ross et P. Kerr, se basant sur les diagrammes röntgenographiques de poudres¹ envisagent l'existence d'une série isomorphe pholérite (?)—kaolinite-anauxite dans laquelle le rapport $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ varierait de 1.4 à 2.8. Par contre, M. J. Orcel [24], s'appuyant sur les données de l'analyse thermique différentielle, rattache l'anauxite à la beidellite. M. H. Longchambon n'admet pas l'individualité spécifique de l'attapulgitite en la rattachant aux palygorskites ; il considère que la montmorillonite ne serait qu'une variété cryptocristalline de la palygorskite. D'autre part, U. Hofmann et K. Endell [10] rapprochent la montmorillonite de la pyrophyllite, etc.

Si le problème statistique de la définition spécifique des minéraux caractéristiques des argiles est encore loin d'être résolu, les problèmes relatifs à leur genèse, étroitement liés au problème de l'origine des roches argileuses elles-mêmes, sont à peine abordés. Nous trouvons ici, en regard d'un assez grand nombre d'observations particulières, de très rares essais de généralisation, qui comportent toujours une part très grande d'hypothèses plus ou moins plausibles. Cependant, nous possédons quelques indications très intéressantes, qu'il convient peut-être de grouper ici pour essayer d'en tirer quelques déductions.

La stabilité de la kaolinite vis-à-vis des agents chimiques de destruction superficielle, son état hydraté, son association très fréquente avec des minéraux en voie d'altération et, en particulier, avec les feldspaths, dans les amas ou les « poches » formés par les produits de désagrégation des roches éruptives, enfin sa présence fréquente dans les roches sédimentaires et son absence dans les roches profondes non altérées, sont autant de caractères qui ont conduit à envisager la kaolinite comme un minéral d'altération superficielle ou hydrothermale des minéraux des roches éruptives. Le cas le plus général et relativement le plus simple, malgré toute sa complication réelle, est celui dans lequel la kaolinite se forme aux dépens des feldspaths altérés.

Si l'on compare les formules développées de l'orthose et de la kaolinite — $6\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{K}_2\text{O}$ et $2\text{SiO}_2 \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ — on remarque qu'une telle transformation a pour effet d'enlever à l'orthose 4 molécules de silice et une molécule de potasse et d'y substituer deux molécules d'eau.

En conséquence, la manière la plus simple de représenter la « kaolinisation » de l'orthose consiste à écrire une réaction de l'hydrolyse :

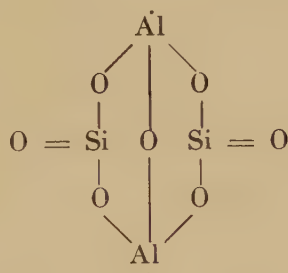


1. Il faut observer que les diagrammes utilisés par ces deux auteurs ne couvraient pas toute l'étendue des distances réticulaires propres aux réseaux des silicates d'alumine hydratés.

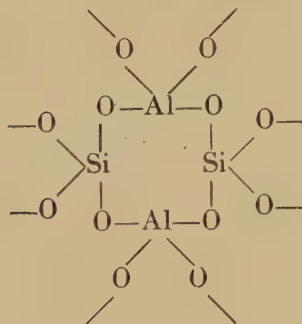
Mais, en réalité, l'anhydride carbonique est toujours présent, de telle sorte qu'il se forme, non K_2O ou KOH , mais $CO_2 HK$.

D'autre part, rien n'autorise à penser que le réseau de l'orthose passe sans intermédiaire au réseau de la kaolinite, et certains auteurs modernes estiment qu'il est plus conforme aux faits d'admettre que l'hydrolyse de l'orthose entraîne l'amorphisation complète de ses constituants. Ce serait postérieurement à ce premier phénomène que se produirait la kaolinisation proprement dite, c'est-à-dire l'apparition du réseau stable de la kaolinite.

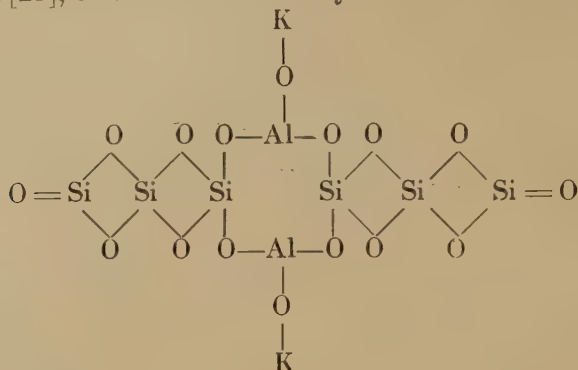
M. V. Vernadsky [32] a développé la théorie de la constitution chimique des aluminosilicates suivant les idées de Werner sur les composés complexes. L'éminent savant admet que la grande majorité des aluminosilicates de la lithosphère sont des aluminosilicates kaoliniques, c'est-à-dire que leur constitution chimique est telle qu'ils peuvent donner de la kaolinite ou des silicates hydratés analogues par décomposition. Ils sont tous essentiellement constitués d'un « noyau kaolinique », extrêmement résistant, qui reste immuable au cours des transformations que subissent les aluminosilicates à la surface de la lithosphère. Le plus simple des noyaux de ce genre serait $Al_2Si_2O_7$ (anhydride aluminosilicique). Des groupements additionnels SiO_2 peuvent se joindre par l'intermédiaire des atomes d'oxygène aux atomes Si du noyau (formule générale : $Al_2Si_{2+n}O_{7+2n}$). D'après M. V. Vernadsky le schéma du « noyau kaolinique » supposé libre serait le suivant :



et le schéma du même noyau à l'état « saturé » :



Le schéma de la formule d'un minéral tel que l'orthose, serait alors, d'après Mikei [21], élève de V. Vernadsky :



où K est remplaçable par H ou par un autre métal alcalin. Les attaches unissant les groupements additionnels SiO_2 au noyau pourraient être facilement rompus; ce qui expliquerait que l'altération des feldspaths entraîne la libération de silice colloïdale.

Cette hypothèse, rationnelle du point de vue de la systématique chimique, ne peut malheureusement pas être retenue dans son intégrité; l'étude de la structure atomique des édifices cristallins n'ayant pas confirmé l'existence d'un complexe assimilable au « noyau kaolinique » de M. Vernadsky.

Ces considérations, sur lesquelles je ne peux pas insister ici, ont conduit un certain nombre de savants à l'hypothèse suivante : les minéraux d'altération, du type de la kaolinite, résultent de l'évolution, vers un état cristallin stable et faiblement hydraté, des gels de silice et d'alumine produits par la décomposition des feldspaths (ou d'autres alumosilicates).

Abstraction faite des théories qui lient l'apparition du réseau des minéraux kaoliniques à des considérations structurales, on peut, au surplus, noter, que ces minéraux ne paraissent pas nécessairement se former au dépens des seuls feldspaths. La littérature indique qu'ils pourraient également provenir de l'altération d'autres minéraux, tels que les amphiboles et les pyroxènes, la biotite, etc.¹. Par contre, leur formation aux dépens de la muscovite ne paraît pas probable. D'autre part, les agents d'altération des roches éruptives peuvent être divers. Ross et Kerr admettent que la kaolinite proprement dite se forme par altération super-

1. Certains auteurs ont été jusqu'à invoquer l'altération du quartz, avec apport d'alumine (Ross et Kerr).

ficielle (à l'air libre ou sous les marais, avec ou sans intervention des acides, tels que l'acide sulfurique, l'acide humique, etc.), *in situ* aux dépens de certaines roches, ou après transport et accumulation de gels de silice et d'alumine dans les régions plus ou moins éloignées des roches-mères. Ainsi la kaolinite qu'on peut trouver dans une argile, peut être transportée à l'état de minéral déjà formé, et s'accumuler pour constituer un sédiment détritique — ou elle peut se former dans les bassins de sédimentation, aux dépens des gels apportés par les eaux courantes, pour former un sédiment chimique ¹, pour employer les termes classiques en pétrographie.

Mais le groupe de la kaolinite comprend encore deux espèces très voisines, la dickite et la nacrite, qui se formeraient, d'après Ross et Kerr, par action pneumatolytique.

Ce qui a été dit de la kaolinite paraît s'appliquer dans une large mesure aux autres minéraux caractéristiques des argiles, mais ils ont encore moins été étudiés que la kaolinite. En particulier, les palygorskites résulteraient, d'après M. H. Longchambon, de l'altération des amphiboles ; les nontronites seraient, pour certains auteurs, les produits d'altération des serpentines, etc.

D'après les formules théoriques des minéraux, indiquées page 31, on voit que les rapports $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ sont variables, mais dans des limites assez restreintes² ; pour la kaolinite proprement dite ce rapport reste voisin de 2. D'autre part, ce même rapport peut atteindre des valeurs beaucoup plus élevées dans les minéraux primaires ; pour les feldspaths potassiques et sodiques notamment, il est égal à 6. Si donc la kaolinite provient des gels de silice et d'alumine, mis en liberté par altération des feldspaths, on peut se demander pourquoi une partie seulement de la silice entre en réaction pour former la kaolinite, l'autre partie restant à l'état de silice libre.

Nous avons vu, également, que la kaolinite pouvait vraisemblablement se former aux dépens d'autres minéraux et dans des conditions de milieu différentes, dans lesquels les rapports $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ peuvent également être très différents. Pourtant la même kaolinite, avec $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ voisin

1. Dans ce cas il faut distinguer deux phénomènes, largement séparés dans le temps : 1° précipitation d'un gel mixte ; 2° constitution du réseau cristallographique de la kaolinite, phénomène qui paraît être assez lent aux températures et pressions normales.

2. Ces rapports sont les suivants :

allophane.....	1
série de la kaolinite.....	1, 4-2, 8
série nontronite-beidellite.....	3
série sépiolite-paramontmorillonite..	4
montmorillonite.....	3-5

de 2, se forme dans tous ces cas. Par contre, des produits argileux différents semblent pouvoir se former aux dépens des mêmes minéraux primaires. Il faudrait donc rechercher les causes de la constance ou de la variabilité du rapport $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$, d'une part, et, d'autre part, de sa faible valeur, comparée à la valeur du même rapport dans les minéraux primaires (feldspaths). Il semble que ces causes doivent résider dans les conditions physico-chimiques du milieu, dans lequel se sont formés les minéraux argileux, et notamment de l'acidité ou de l'alcalinité des solutions, de la nature des électrolytes présents, etc.

Dans cet ordre d'idées les travaux de Mattson et de Noll sont d'un intérêt tout à fait exceptionnel.

Mattson [19], à la suite de ses expériences sur la coagulation simultanée des gels de silice et d'alumine, a établi notamment :

1° que le rapport $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ dans le coagulat diminue par augmentation du pH, ce que montre le tableau ci-après, extrait du travail de ce savant :

RAPPORT $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ DANS LE MÉLANGE INITIAL	pH AU POINT ISOÉLECTRIQUE	RAPPORT $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ DANS LE DÉPÔT
1.0	6.6	0.74
2.0	6.3	1.44
3.84	6.0	1.83
6.0	5.4	2.52
7.4	4.9	2.67
8.0	Absence de point isoélec- trique, précipitation in- complète.	4.27
10.0		—

2° que la présence des anions (OH , en particulier) tend à diminuer ce rapport dans le coagulat au point isoélectrique ;

3° que la présence de cations (en particulier Ca , Mg) tend à augmenter ce rapport, toutes choses étant égales par ailleurs.

W. Noll [22, 23] a étudié la synthèse hydrothermale de la kaolinite et de la montmorillonite. Il est arrivé à la conclusion que la présence des carbonates, sulfates et chlorures, favorise la formation de la kaolinite, tandis que la présence des hydroxydes favorise, jusqu'à une certaine limite, la formation de la montmorillonite. Il en déduit que la montmorillonite se formerait dans la nature lorsque la circulation d'eau (solutions) est faible, les alcalis n'étant pas complètement éliminés et la réaction des solutions étant alcaline. Inversement, la kaolinite se formerait lorsque la

circulation d'eau est active, la concentration en alcalis faible et la réaction des solutions acide.

Ce qui vient d'être dit peut nous expliquer pourquoi on a si souvent invoqué l'action des acides (carbonique, sulfurique, humique) afin de comprendre le mécanisme de formation de la kaolinite. On pourrait, pour résumer et schématiser, hasarder l'hypothèse suivante :

Dans les milieux de pH assez faible (voisin de 5), il y aurait tendance à la formation de beidellite et de kaolinite à excès de silice (anauxite); dans les milieux à pH très faiblement acide (voisin de 6) il y aurait tendance à la formation de l'halloysite et de kaolinite *sensu stricto*; dans les milieux neutres (pH voisin de 7) des kaolinites à déficit de silice (pholérites) ou des allophanes se formeraient de préférence; dans les milieux caractérisés par la présence de bases fortes et acides faibles (réaction alcaline, $\text{pH} > 7$) les minéraux du type montmorillonite viendraient se former. Dans les conditions d'un milieu stable, il y aurait tendance à la formation de dépôts monominéraux, abstraction faite des minéraux détritiques, les minéraux secondaires alumosiliciques étant seuls considérés ici; dans le cas contraire, des mélanges de différents minéraux argileux se formeraient de préférence.

Dans cet ordre d'idées, il est intéressant de noter que les études pétrographiques de M. Pierre Urbain paraissent démontrer que l'évolution des silicates hydratés du groupe de la kaolinite, défini par le rapport $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 = 2$, ne dépasse pas le terme halloysite lorsque ces minéraux sont immergés en milieu marin, donc fortement alcalin.

V. — MÉTHODES D'ÉTUDES

Les méthodes d'études utilisables en pétrographie des roches sédimentaires ont rarement fait l'objet de descriptions à la fois suffisamment critiques et suffisamment générales.

M. Pierre Urbain, dont l'*Introduction à l'étude des roches argileuses* [31] fait suite à l'*Introduction à l'étude des roches sédimentaires* de M. Lucien Cayeux, s'est livré à une critique très poussée des méthodes spécialement applicables aux roches argileuses. J'ai donné, par ailleurs, une critique sommaire des méthodes pétrographiques en général [4]. Il n'est pas utile d'y revenir ici.

Pour l'étude des « argiles à silex » au laboratoire, j'ai utilisé plusieurs

méthodes, que je veux me borner à énumérer, sans les décrire. Ce sont : les méthodes micrographiques, les diagrammes de rayons X de poudres, l'analyse thermique différentielle et l'analyse chimique quantitative.

Il y a cependant un point sur lequel je crois utile d'insister. Tant que nos connaissances sur la constitution des argiles resteront limitées, que nous ne saurons pas distinguer indubitablement les espèces caractéristiques parmi de nombreuses autres espèces minérales, l'obligation s'imposera d'isoler les différents minéraux constituant des roches étudiées, afin de pouvoir travailler sur des fractions monominérales.

Il va sans dire qu'on n'arrivera à ce résultat que dans certains cas exceptionnellement favorables, mais tous les efforts du pétrographe doivent tendre vers cet idéal. Certains auteurs se contentent d'analyses chimiques globales, et cherchent ensuite, par des computations plus ou moins ingénieuses, à en déduire la nature minéralogique des constituants de l'argile analysée. Mais on peut voir sans peine qu'en partant d'une analyse chimique globale, on peut arriver à mettre en évidence la formule d'un minéral caractéristique quelconque et, selon les règles de calcul fixées à l'avance, aboutir à des compositions *virtuelles* très différentes pour une même argile.

Il semble donc que cette méthode « doive être limitée aux cas, *extrêmement rares même en ce qui concerne les roches argileuses*, où une méthode de fractionnement permettant d'isoler des minéraux intacts et directement déterminables ferait complètement défaut » (P. Urbain).

DEUXIÈME PARTIE

ARGILE A SILEX

CHAPITRE I

CONSTITUTION DE L'ARGILE A SILEX

Parmi les nombreuses formations réunies sous la dénomination générale d'argile à silex, on en trouve qui répondent bien à la notion qu'implique ce terme assez précis, et d'autres qui ne peuvent véritablement plus conserver ce nom, car l'étude extensive de ces formations m'a montré qu'on ne peut invoquer ni la communauté d'origine, ni la similitude d'âge géologique, ni l'analogie de la composition minéralogique pour les ranger sous la même rubrique. Une détermination sommaire sur le terrain permet déjà d'introduire deux subdivisions, dont certains auteurs de cartes géologiques se sont inspirés pour distinguer l'argile à silex « vraie » de l'argile à silex « remaniée » (notations e_r et M respectivement). La présomption de remaniement n'étant pas toujours confirmée ou même confirmable, je pense qu'il serait bon d'abandonner l'expression d'argile à silex « remaniée ». Au surplus, d'autres formations que l'argile à silex ont contribué, au même titre, et souvent plus qu'elle, à la constitution du produit final de remaniement.

Cependant, je crois indispensable de conserver deux subdivisions majeures, mais sur un autre plan. Pour asseoir ces subdivisions, il faut considérer les éléments qui constituent les argiles à silex *sensu lato*.

On distingue en premier lieu un matériel grossier, empâté dans un matériel fin. La différence est nette, aucun passage graduel n'existant entre les deux matériaux (voir Troisième Partie, *Bief à silex*). Le matériel grossier est toujours essentiellement constitué par des *silex*. On y rencontre rarement des fragments de meulières, et plus rarement encore des fragments de grès. Le matériel fin enrobant les silex ou *gangue des silex* peut présenter l'une des trois constitutions suivantes :

- 1) Substance fine et plus ou moins plastique (*argile* au sens le plus commun), ne montrant en général pas de sable quartzeux à l'examen macroscopique ;
- 2) Sable formé de grains de quartz de dimensions variables, et parfois très fin, plus ou moins souillé de « matière argileuse » (toujours au sens général) ;
- 3) mélange granuleux d'argile et de sable quartzeux.

Sur le terrain, on peut donc distinguer deux groupes majeurs :

I. Formations constituées de silex et d'argile qu'on peut légitimement appeler *argile à silex*.

II. Formations constituées de silex, de sable quartzeux et d'argile, auxquelles il conviendrait de réserver le nom de *bief à silex*, ainsi que l'ont proposé de Mercey et Gosselet [71, 60].

C'est surtout à l'étude du premier groupe, reconnaissable sans ambiguïté par simple examen à l'œil nu, que je me suis attaché. La Deuxième Partie de ce mémoire est spécialement consacrée à ce sujet. La Troisième Partie est consacrée à l'étude du deuxième groupe — celui du *bief à silex*.

Plusieurs géologues, qui se sont occupés de l'argile à silex, ont noté

qu'il existe généralement à la surface de la craie, et entre celle-ci et les formations sus-jacentes, une couche discontinue et généralement mince (son épaisseur n'étant le plus souvent que de quelques centimètres) d'une argile brune ou rouge, plus ou moins chargée de silex. Elle tapisse la craie tant sur ses parties élevées que le long des parois et au fond des cavités et des ravinements, qu'on appelle couramment les « puits ».

Cette couche se distingue nettement des formations qui la surmontent, quelles qu'elles soient. On retrouve la même argile au sein même des assises crayeuses remplissant les cavités telles que les poches, les diaclases et les joints élargis par dissolution du carbonate de calcium. Cette argile est tendre et



Fig. 15. — Principaux gisements étudiés.

. Gisements d'argile à silex ;
+ gisements de bief à silex.

plastique lorsqu'elle est humide, mais, par dessiccation, elle se contracte et durcit fortement, de sorte que, dans la nature, elle se présente parfois sous forme d'une roche *meuble* formée de morceaux très durs d'argile englobant des silex, la première adhérant fortement aux seconds.

L'étude lithologique de l'argile à silex peut se faire commodément de la façon suivante : 1^o Étude de la « gangue » argileuse ; 2^o Étude des silex.

Ainsi, les deux constituants immédiatement reconnaissables de la roche sont étudiés séparément.

Comme je serai amené à faire quelques généralisations, mais que je

n'ai pu étudier qu'une partie des régions où on a signalé la présence des « argiles à silex », je donne ci-contre une carte indiquant les gisements étudiés dans le Bassin de Paris (fig. 15). Ceci m'évitera d'être en désaccord, peut-être plus apparent que réel, avec certaines études faites sur les « argiles à silex » des gisements autres que ceux que j'ai étudiés. Je dois également préciser que je n'envisagerai dans ce travail que les types *bien caractérisés* de cette formation, en laissant de côté tous les types de passage, de remaniement, etc.

I. — LA GANGUE ARGILEUSE

L'examen au microscope de plaques minces, taillées dans la gangue argileuse consolidée, ou des « parties fines » de cette gangue, délayées dans l'eau et montées au baume du Canada, permet de distinguer dans tous les échantillons étudiés la présence d'un minéral argileux essentiel, accompagné d'une quantité toujours faible de minéraux accessoires. Je les étudierai successivement.

A. — *Minéral caractéristique.*

J'appelle *minéral caractéristique* ou *minéral essentiel des argiles à silex* le minéral argileux qui, par sa masse et sa présence invariable, l'emporte de beaucoup sur tous les autres minéraux qui peuvent se rencontrer dans cette formation : celle-ci lui doit précisément son nom d'argile. Dans ce qui suit, je l'ai appelé provisoirement « minéral E ». Il m'a paru mériter une étude ayant pour but de l'identifier par sa constitution chimique et ses propriétés physiques ou, tout au moins, de l'attribuer avec une certaine probabilité à l'un des groupements minéraux connus.

Aucune des méthodes actuellement utilisées par les pétrographes et les minéralogistes ne m'a permis, à *elle seule*, d'arriver à ce but par l'étude *directe* de la roche. J'ai donc été conduit à employer quatre méthodes différentes, qui m'ont donné des résultats très suffisamment concordants.

En outre, pour réduire au minimum la part des hypothèses introduites par les interprétations ou les calculs, consécutifs aux analyses chimiques ou physiques *brutes* de mélanges à plusieurs termes tels que les roches,

je me suis efforcé d'isoler le minéral en question à l'état aussi pur que possible. Pour cela j'ai choisi une argile dans laquelle le minéral caractéristique se présentait en particules homogènes, jouissant de propriétés optiques bien accusées, avec des dimensions assez grandes pour se prêter facilement à l'étude physique après isolement.

J'ai trouvé cette argile dans une petite poche de la Craie emschérienne à la Chapelle-Saint-Ouen (Seine-et-Oise), à 7 km. à l'Est de Vernon [41]. Pour séparer le minéral E des minéraux qui l'accompagnent, l'argile a été immergée dans l'eau distillée, dans une grande capsule en porcelaine. L'eau a été maintenue à l'ébullition modérée pendant une demi-heure environ, ce qui a provoqué un délitage parfait de la roche, sans attaquer les minéraux constituants d'une manière appréciable. Puis l'argile a été lavée plusieurs fois par décantation, séchée à l'étuve à 110°, tamisée sur tamis 60 pour en extraire les parties fines ; enfin, le refus du tamis 60 a été trié sous le binoculaire à l'aide d'une aiguille montée.

Je suis arrivé de cette façon à obtenir un minéral en écailles pouvant atteindre 7 mm. de diamètre et apparemment exempt de corps étrangers. Ces écailles sont faiblement translucides, de couleur brun chocolat, d'éclat gras, et légèrement gondolées.

Sur le minéral ainsi isolé, que j'appelle « E isolé de Vernon », j'ai procédé à une série d'analyses chimiques et physiques. J'insisterai plus loin sur le fait que les plus fines particules du minéral E accessibles à l'étude microscopique, s'avèrent comme étant parfaitement identiques aux grosses paillettes isolées, mais l'extraction à la main en devient impraticable.

a) Étude chimique.

L'analyse chimique du minéral E isolé de Vernon a donné la composition centésimale ci-contre (tableau I).

Cette analyse peut être diversement interprétée. Pour ma part, j'ai essayé de la comparer aux analyses des différents minéraux caractéristiques des argiles, éparses dans la littérature.

Une telle comparaison montre que, par la composition chimique, le minéral E isolé de Vernon se rapproche des minéraux de la série isomorphe *nontronite-beidellite* de Larsen et Steiger [12]. Il se distingue essentiellement des minéraux du groupe de la kaolinite par sa forte teneur en Fe_2O_3 et par une valeur trop élevée du rapport $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$ calculé en molécules. Il s'écarte, d'autre part, des silicates aluminomagnésiens hydratés, tels que les palygorskites, les montmorillonites et les éventuelles attapulgites par sa faible teneur en magnésie et par une valeur trop faible du rapport $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$.

TABLEAU I.

SiO ₂	42.7
Al ₂ O ₃	22.7
Fe ₂ O ₃	10.8
FeO.....	néant
Mn ₂ O ₃	traces
CaO.....	3.5 ¹
MgO.....	1.1
K ₂ O.....	0.9
Na ₂ O et Li ₂ O.....	traces ²
Perte au feu.....	8.7 ³
Total.....	100.4

Voici, à titre de comparaison, quelques analyses de minéraux du groupe nontronite-beidellite (tableau II).

Il résulte de la comparaison des analyses I à IX du tableau ci-contre, que le minéral E isolé de Vernon peut, légitimement, être considéré, du point de vue de la composition chimique, comme appartenant à la série beidellite-nontronite. Étant donné la prédominance de l'alumine sur le sesquioxyde de fer et sa teneur relativement faible en silice, on peut le désigner comme une *beidellite à déficit de silice*, en lui affectant la formule chimique développée $(Al, Fe)_2O_3 \cdot 3 \pm SiO_2 \cdot nH_2O$.

Supposant que tout ou partie de Fe₂O₃ peut se trouver à l'état d'hydroxyde non combiné, mais simplement mélangé à une beidellite purement alumineuse, j'ai essayé de décolorer le minéral E par les acides.

L'acide acétique est sans effet, même à chaud et à forte concentration (jusqu'à 50 %). L'acide chlorhydrique à 2.5 % à chaud et à 5 % à froid dissout les traces de fer discernables au ferrocyanure.

Des traitements répétés à l'acide chlorhydrique à 5 % et à chaud amènent une décoloration à peu près complète : après six opérations, la liqueur chlorhydrique ne montrait plus trace de fer. Le minéral, initialement brun chocolat, devient gris jaunâtre clair ; mais il renferme encore des quantités appréciables de fer, qu'on peut mettre en évidence par fusion au carbonate de sodium et reprise par l'acide chlorhydrique. Dans cette solution, le fer est précipitable par l'ammoniaque.

Aux concentrations plus élevées d'acide chlorhydrique, la décoloration se produit avec une vitesse plus grande. Mais le minéral semble n'être

1. En partie probablement à l'état de carbonate.
2. Les traces de Na₂O et Li₂O ont été décelées spectographiquement ; la quantité de Li₂O étant à peu près double de celle de Na₂O. Je dois cette détermination à l'obligeance de M. Wada, auquel j'exprime ici mes vifs remerciements.
3. Comprend la teneur en H₂O, en matières organiques et probablement en CO₂.

TABLEAU II.

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
SiO ₂	42.7	40.68	40.62	42.88	41.80	46.06	47.28	45.12	45.32	9.10 ^a 40.10 ^b	66.45
TiO ₂	—	—	0.07	1.10	—	0.84	—	—	—	0.85	0.50
Al ₂ O ₃	22.7	3.96	19.00	15.61	0.91	12.22	20.27	28.24	27.84	26.25	22.49
Fe ₂ O ₃	10.8	30.19	14.25	16.61	35.29	18.54	8.68	4.12	0.80	3.69 ^b 4.29 ^c	1.11
Mn ₂ O ₃	traces	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr ₂ O ₃	—	—	0.53	0.68	—	—	—	—	—	—	—
FeO	—	—	0.89	—	—	0.28	2.7	—	—	—	—
BaO	—	—	0.08	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	3.5	—	10.44	4.60	1.04	1.66	2.75	0.88	2.76	—	0.25
MgO	1.1	2.37	6.60	0.65	0.92	1.62	0.70	2.32	0.16	0.90	—
K ₂ O	0.9	—	0.95	—	—	—	traces	—	0.12	3.15	—
Na ₂ O	traces ^d	—	0.19	—	—	—	0.97	—	0.10	0.24	—
H ₂ O ⁺¹¹⁰	—	23.00	4.98	6.64	20.36	17.26	19.72	18.72	22.64	11.20	9.15
H ₂ O ⁻¹¹⁰	—	—	7.43	9.92	—	—	—	—	—	—	—
Perte au feu	18.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Total	100.4	100.20	100.03	98.69	100.32	98.48	100.37	99.40	99.64	99.77	99.65
SiO ₂	3.2	—	—	—	—	—	3.9	2.7	2.7	2.6	—
Al ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
SiO ₂	2.5	2.98	2.2	2.8	3	3.3	3.1	2.5	2.7	2.3	—
R ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	3.6	5.5	2.2	3.36	4.8	5.2	4.3	3.5	4.6	2.2	—
R ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O	1.45	1.9	1.0	1.2	1.6	1.25	1.4	1.4	1.7	0.96	—
SiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

a. Quartz.

b. Combiné.

c. Hydraté.

d. Avec Li₂O.

I. E isolé de Vernon (Brajninkov).

II. Nontronite de Villefranche (Berthier).

III. } Nontronites d'Altai (Afanassiev).

IV. }

V. Nontronite de Jannitz (Johns).

VI. Beidellite riche en fer de Spokane (Shannon).

VII. Beidellite de Beidell (Larsen).

VIII. Bentonite d'Arkansas (Shannon).

IX. Beidellite de Idaho (Shannon).

X. Matière argileuse extraite d'« argile à silex » (Demolon).

XI. « Argile à silex » de Saint-Quentin (Indre-et-Loire) débarrassée des plus gros éléments (Cayeux).

que partiellement décomposable, même par l'acide chlorhydrique concentré et bouillant. Dans ce réactif, la grande majorité des paillettes n'a subi d'autres modifications que la décoloration ; mais après une attaque aussi brutale, une faible quantité d'une matière colloïdale floconneuse apparaît en suspension dans l'acide. Les paillettes restées intactes ont été recueillies, lavées, séchées et analysées. Leur composition centésimale est la suivante :

TABLEAU III.

SiO ₂	71.1
Al ₂ O ₃	11.1
Fe ₂ O ₃	2.2
CaO.....	0.4
Perte au feu.....	8.3
Total.....	99.1

$$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} = 11.8$$

$$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3} = 10.5$$

La liqueur surnageante, débarrassée de la partie colloïdale, renfermait essentiellement du fer, de l'alumine, des alcalis et très peu de silice.

Contrairement à ce que j'attendais, ces paillettes, examinées au microscope et aux rayons X, se sont montrées tout à fait comparables par leurs propriétés optiques et leur structure au produit initial, à quelques particularités près, dont il sera question dans la suite de ce chapitre.

Les résultats de ces essais semblent paradoxaux. On pourrait supposer que les alcalis et le fer ne font pas partie de l'édifice cristallin du minéral E et sont éliminés par traitement chlorhydrique, le faible résidu de ces éléments dans les paillettes décolorées pourrait être à l'état occlus et préservé ainsi de la dissolution. Mais la solubilisation simultanée d'une grande proportion d'alumine ferait attendre une destruction du réseau, avec mise en liberté de silice. Or les rayons X montrent qu'il n'en est rien, et on est tenté d'admettre que *le réseau cristallin fondamental du minéral E est constitué par de la silice, les autres éléments n'étant là qu'à l'état d'impuretés* modifiant plus ou moins les propriétés de ce réseau.

S'il en est ainsi, il est légitime de penser que les modifications observées sont fonction de la quantité et de la nature des impuretés présentes. Il était donc intéressant de doser les principaux constituants du minéral E dans quelques argiles à silex provenant d'autres gisements.

Le tableau IV ci-dessous donne quelques exemples de ces analyses partielles.

TABLEAU IV.

	I	II	III	IV
SiO ₂	43.6	47.1	43.8	41.2
Al ₂ O ₃	28.7	22.4	22.2	23.7
Fe ₂ O ₃	10.7	8.7	9.9	11.8
CaO	1.7	2.6	1.9	2.0
Perte au feu	16.0	17.6	19.9	19.2
Total	100.7	98.4	97.7	97.9
SiO ₂ Al ₂ O ₃	2.6	3.6	3.4	2.5
Si O ₂ R ₂ O ₃	2.1	2.9	2.6	2.2

I. Côte Pelée (Eure). — II. Bernay (Eure). — III. Coulombes (Eure-et-Loir). — IV. Forêt d'Othe.

Ces analyses, qui ont trait à des roches brutes, ne renfermant que peu de quartz ou de calcédonite libre, montrent que, dans les quatre gisements ci-dessus, les valeurs trouvées pour les éléments dosés sont très voisines de celles qui ont été indiquées pour le minéral E isolé de Vernon (tableau I). On peut en conclure que, dans la gangue des argiles à silex, le minéral caractéristique présente une composition assez constante. L'étude physique (rayons X) montre d'autre part que sa structure varie peu.

Si, d'autre part, on compare ces quatre analyses à celles du tableau II (page 44), on remarque que certaines « argiles à silex » (analyse XI) ne paraissent pas être comparables à celles que j'ai étudiées ici. En effet, l'argile de Saint-Quentin (Indre-et-Loire) est essentiellement constituée de silice pulvérulente et d'un minéral argileux qui n'a pu être défini jusqu'à présent. Ces terres siliceuses, très répandues dans le Sud du Bassin de Paris, ont été étudiées auparavant sous le nom de *silex pulvérulent*, *terre à cazette*, *vierzonite*, *grossouvreite*, etc. ; j'essaierai plus loin de les comparer à l'argile à silex typique.

b) Étude optique (Planches I à V).

J'ai insisté plus haut sur le fait que, dans toutes les argiles à silex étudiées, j'ai reconnu, micrographiquement la présence invariable et la prédominance absolue du minéral E sur tous les autres éléments. Cependant, l'aspect de ce minéral n'est pas toujours le même ; de même, ses propriétés optiques varient entre des limites assez étendues.

En m'inspirant des travaux de Wherry et de Lindgren [34, 16], je cherche l'explication de ces variations dans l'état d'évolution plus ou moins avancé du minéral E. Il ne me semble pas douteux qu'il s'agit bien, dans tous les cas, d'un même « être minéral », qu'on peut observer aux différents stades de sa jeunesse ou de sa maturité, stades que la texture intime et les propriétés optiques des paillettes permettent de distinguer.

Si l'on admet que le minéral E provient de l'évolution d'un gel isotrope, le stade le moins évolué est représenté par des grains anguleux, finement ponctués, de coloration jaune ou brune généralement faible, et distribuée inégalement dans un même grain ; la texture est très finement cristalline, comme celle de certains silex, ou même cryptocristalline ; la biréfringence est parfois très faible (inférieure à celle du quartz) ; on ne reconnaît aucun arrangement, aucune structure, et aucune figure n'apparaît en lumière convergente.

Une évolution plus avancée se traduit par la disparition de l'aspect ponctué, la régression du nombre des taches foncées et l'uniformisation de la teinte, qui devient souvent plus intense et franchement brune ; la biréfringence augmente progressivement et l'on voit apparaître une structure concrétionnée, avec ébauche de croix noire entre nicols croisés. En lumière convergente, on distingue nettement la figure d'interférence des minéraux uniaxes (ou quelquefois biaxes avec angle des axes très petit), cette figure étant souvent déformée.

Le stade le plus évolué montre nettement des paillettes lisses et uniformes, ou des grains caverneux, formés par le moulage imparfait de plusieurs paillettes, autour de grains appartenant à des substances étrangères. Tout en gardant l'aspect concrétionné, ces lamelles ou ces grains montrent une tendance nette au développement suivant deux dimensions, avec apparition de plans de séparation ou de clivage rappelant ceux des micas. Si l'on observe quelquefois des apparences fibreuses, elles ne répondent pas à la définition de la fibre selon Bragg ; il ne s'agit pour moi que de sections perpendiculaires au plan de clivage, sections dont l'allongement est toujours positif. D'autre part je n'ai jamais trouvé d'associations vermiculaires en empilement des paillettes, comme on en trouve dans les kaolinites, associations qu'on pourrait appeler « fausses fibres ».

Comme on peut s'y attendre, le stade le plus fréquent est le stade intermédiaire. On peut d'ailleurs observer des grains à des stades d'évolution différents dans un même échantillon.

En considérant toujours le minéral E isolé de Vernon, comme appartenant au type le plus évolué, j'ai fait sur lui la détermination des constantes optiques.

Ce minéral est uniaxe, l'axe optique étant perpendiculaire au plan des lamelles; peut-être est-il possible, comme je l'ai fait observer plus haut, de le considérer comme biaxe à la limite. Ses indices de réfraction sont $n_{\omega} = 1.578 \pm 0.002$ et $n_{\varepsilon} = 1.533 \pm 0.002$ (pour la lumière de Na). Par conséquent, sa biréfringence est de 0.040, voisine de celle de la biotite, et son signe optique est négatif. On peut souvent observer le polychroïsme des paillettes vues par la tranche; mais ce caractère n'est pas constant: n_g montre des teintes plus foncées que n_p , propriété qui rapproche encore ce minéral de la biotite.

Dans l'état actuel de nos connaissances sur les minéraux caractéristiques des argiles, l'ensemble des propriétés optiques ainsi définies ne permet guère d'attribuer le minéral E, ou tout au moins son type évolué, à un autre groupe, que celui de la série isomorphe beidellite-nontronite. En conséquence, j'ai proposé de le considérer comme *beidellite ferrique*.

Le tableau ci-dessous permet de comparer les propriétés optiques du minéral E et des minéraux de la série beidellite-nontronite, extraites du mémoire de Larsen et Berman [11] (tableau V).

Abstraction faite du problème posé par l'identification du minéral E, qui semble suffisamment précise, l'étude microscopique permet d'apporter un certain nombre d'autres données intéressantes.

1) *Coloration*. — J'ai déjà signalé que la coloration brune ou jaune des lamelles du minéral étudié n'est pas toujours distribuée d'une manière uniforme. Il est fréquent de voir des paillettes, d'un beau jaune d'or dans certaines de leurs parties, passer au jaune pâle dans d'autres, et devenir complètement incolores ailleurs. Ce que j'ai dit plus haut de l'élimination de Fe_2O_3 par traitement à l'acide chlorhydrique conduit à penser que la coloration du minéral E est due à un *pigment*, vraisemblablement constitué par l'hydroxyde ferrique.

Ce pigment se résout parfois en taches de dimensions très variables, et de couleur brun rouille; entre ces taches, les lamelles sont incolores ou faiblement colorées. Lorsque les lamelles affectent l'aspect « ponctué » aux faibles grossissements, on constate, à un fort grossissement, qu'à une multitude de taches très petites se superposent des taches plus

TABLEAU V.

	n_g	n_m	n_p	B	SIGNE OPTIQUE	SIGNE D'ALLON- GEMENT	ANGLE DES AXES OPTIQUES ET DISPERSION	SYSTÈME ET HABITUS	CLIVAGE	COULEUR	OBSERVATIONS
E isolé de Vernon (Al, Fe) $_2$ O $_3$ ·3 $\pm$ SiO $_2$, n H $_2$ O.	1.578		1.538 0.040		—	+	O	Lamelles on- dulées, concrétions.	001	Brun; jau- ne d'or en lames minces.	Al $_2$ O $_3$ 22.7% ; Fe $_2$ O $_3$ 10.8% légèrement pléochroïque. Dé- coloré par HCl.
Beidellite Al $_2$ O $_3$ ·3 SiO $_2$ · 3 $\pm$ H $_2$ O.	1.516		1.470 0.046		—	+	O		001 micacé	Blanc, vert, jaune, brun.	Dans l'huile ng aug- mentée à 1.536. Perd H $_2$ O au-dessous de 200°.
Beidellite Al $_2$ O $_3$ ·3 SiO $_2$, n H $_2$ O.	1.536	1.535	1.494 0.042		—	+	petit		001 parfait		
Beidellite Al $_2$ O $_3$ ·3 SiO $_2$, n H $_2$ O.	1.537	1.537	1.495 0.042		—	+	petit	Orthorhom- bique (?), micacé.	001 micacé	incolore	Dans l'huile nm aug- mentée. Perd la plu- part de son eau à basse t°.
Beidellite Al $_2$ O $_3$ ·3 SiO $_2$, n H $_2$ O.	1.572	1.570	1.523 0.04		—	+	petit		001 micacé	incolore	Fe $_2$ O $_3$ 18.54% ; Al $_2$ O $_3$ 12.22%. Perd beau- coup d'eau à basse t°.
Nontronite (Ca, Mg)O·Fe $_2$ O $_3$ · 2 SiO $_2$ ·2 $\pm$ H $_2$ O.	1.625	1.62	1.610 0.045		+	—	grand	Orthorhom- bique (?), lamelles et fibres.	micacé	Vert jau- nâtre.	Pléochroïque (légerement altérée).
Nontronite (Ca, Mg)O·2 Fe $_2$ O $_3$ · 8 SiO $_2$ ·7 $\pm$ H $_2$ O.	1.585	1.585	1.56 0.02		—	+	petit $\rho < \nu$		micacé	Vert olive foncé à jaune ou orangé.	Pléochroïque.
Nontronite (Fe, Al) $_2$ O $_3$ ·2 SiO $_2$ · 2 H $_2$ O.	1.608	1.593	1.585 0.023		—	+	2V = 26° 2E = 42°		micacé	Jaune, vert.	Fe : Al = 10 : 1. MgO 3.98%.
Nontronite (Fe, Al) $_2$ O $_3$ ·2 SiO $_2$ · 2 H $_2$ O.	1.610	1.600	1.589 0.021		—	+	2V = 40° 2E = 66°		micacé	Jaune, vert.	Fe''' : Al = 4 : 1. FeO 1.11% CaO 1.78%.
Nontronite Fe $_2$ O $_3$ ·3 SiO $_2$ · 5 $\pm$ H $_2$ O.	1.655	1.65	1.625 0.030		—	+	2V = 33° 2E = 56°	Monoclini- que, fibres etc.	001 net	Jaune, vert, terreux.	Pléochroïque.

grandes, qui sont plus nombreuses dans les parties les plus colorées. Ces observations renforcent l'opinion, déduite de l'étude des propriétés chimiques du minéral, que celui-ci doit sa coloration à un pigment indépendant de sa structure cristalline.

On peut suivre, sous le microscope, la variation de la biréfringence, parallèlement à la variation de la coloration. Lorsque la coloration diminue d'intensité, la biréfringence diminue simultanément, de sorte que les parties très faiblement jaunâtres deviennent tout à fait isotropes, et aucune figure d'interférence n'apparaît plus en lumière convergente. Cette isotropie ne peut donc être expliquée par la différence d'orientation de la paillette.

2) *Structure morphologique.* — Si les types peu évolués de minéral E se présentent généralement en grains plus ou moins homogènes, à texture cryptocristalline, ou en grumeaux ou amas de particules très petites, les types évolués revêtent le plus souvent, comme je l'ai dit plus haut, une structure concrétionnée ou « fluidale » en masses éli-vables.

Une telle structure s'explique par l'image d'une masse visqueuse qui s'écoule en contournant quelques obstacles solides, qu'elle finit par mouler lorsque l'écoulement cesse. On trouve, en effet, souvent, au centre des concrétions de lamelles, des fragments de minéraux détritiques (quartz, silex, glauconie), de la craie ou des matières charbonneuses.

On peut voir l'ébauche de ce phénomène dans les enduits formés par ce minéral sur les grains de quartz et de silex, enduits qu'on peut observer assez souvent. Dans le cas où ce minéral se forme dans la masse d'un sable quartzueux fin ou dans la masse d'une craie altérée, il arrive à constituer de véritables *grès à ciment heidellitique*, dont les petits fragments de quartz ou de craie doivent être considérés comme la partie détritique.

3) *Fissures.* — Des craquelures de forme plus ou moins irrégulière traversent fréquemment tout ou partie d'une lamelle. Selon toute vraisemblance, elles représentent de minuscules fissures de dessiccation, car elles sont souvent remplies par diverses substances.

Ces craquelures sont intéressantes parce qu'elles démontrent qu'après la dessiccation, l'eau a continué à circuler dans la masse de l'argile à silex en y apportant et en y déposant des produits de même nature que ceux qui ont donné naissance à l'argile elle-même. En effet, ces fissures sont très souvent cicatrisées et plus ou moins comblées par le minéral E, qui serait, dans ce cas, postérieur au minéral E de la lamelle primaire. Des matières charbonneuses et de l'hydroxyde ferrique ont également été déposés par l'eau dans ces fissures.

4) *Rôle de l'hydroxyde ferrique.* — Supposant que la pigmentation jaune et brune et la biréfringence assez élevée du minéral E étaient dues à l'hydroxyde ferrique, j'ai examiné au microscope les préparations du minéral ayant subi une attaque à l'acide chlorhydrique à chaud.

On constate d'abord une atténuation de la coloration générale, d'autant plus prononcée que la durée de l'attaque a été plus longue. Cependant, cette coloration ne disparaît jamais entièrement, même après une attaque prolongée. La biréfringence et les indices de réfraction baissent simultanément. Toutefois la chute des indices (qui peuvent descendre au-dessous de celui du baume de Canada) est plus rapide que celle de la biréfringence, qui reste, dans certaines parties des lamelles décolorées, presque aussi élevée que dans les lamelles intactes. D'autre part, le minéral reste uniaxe et négatif et conserve un certain pléochroïsme.

Ces essais semblent montrer, une fois de plus, que la majeure partie de l'oxyde ne rentre pas dans le réseau cristallin du minéral : il se contente vraisemblablement, sous la forme d'hydroxyde ferrique, d'imprégner en la pigmentant une espèce telle que la beidellite alumineuse.

c) *Étude aux rayons X* (Planche VI).

Les principaux résultats de ces recherches, faites sur le minéral E isolé de Vernon, ont été exposés dans une note publiée en 1934 par M. P. Urbain et moi-même [40].

Nous avons montré : 1° que le spectre du minéral E est rigoureusement superposable aux spectres de nontronites de trois gisements différents¹; 2° que ce spectre ne coïncide pas avec celui de la kaolinite; 3° que la « décoloration » du minéral E par l'acide chlorhydrique n'altère pas son réseau cristallin d'une manière apparente.

On pouvait en conclure que, d'après l'analyse aux rayons X, le minéral E est assimilable aux *nontronites*.

Par la suite, j'ai pu exécuter une série de spectres d'argiles à silex de diverses localités qui se sont tous avérés identiques dans leurs traits principaux : la présence constante et la prédominance dans ces argiles du minéral E n'est pas douteuse, les quelques raies supplémentaires qu'on voit sur ces spectres de produits bruts pouvant être attribuées aux faibles quantités de quartz ou de silex toujours présents. Le tableau VI donne les équidistances $\frac{d}{n}$ calculées en Unités Ångströms pour ces différents produits.

1. Nontron (France), Behenjy (Madagascar) et Vinna (Hongrie).

TABLEAU VI.

1	2	3	4	5	6	7
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	5.159 tf	—
4.68 tf	4.80 f	—	—	—	—	—
4.37 F	4.43 F	4.43 F	4.38 F	4.43 F	4.50 F	4.45 F
4.05 tf	—	4.21 F	4.16 m	4.22 f	4.19 f	—
—	—	—	—	—	3.60 ttf	—
3.46 tf	3.36 m	—	—	3.37 aF	3.37 F	—
—	—	—	—	—	—	—
3.31 f	—	3.31 m	3.30 aF	3.30 F	—	3.32 m
—	—	—	—	—	3.07 f	3.09 aF
—	2.85 f	2.73 tf	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
2.57 F	2.58 F	2.56 m	2.55 m	2.55 m	2.58 m	2.56 F
—	—	—	—	—	2.49 tf	—
2.41 f	—	2.41 ttf	—	2.43 f	2.43 ttf	2.43 m
—	—	—	—	2.12 f	2.14 tf	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	1.97 tf	—	—
—	—	1.81 tf	—	1.81 m	1.83 f	—
1.72 } m	1.73 } m	1.72 } f	1.70 } f	1.71 } f	1.71 } tf	1.72 } m
1.65 } m	1.65 } m	1.65 } f	1.62 } f	1.65 } f	1.66 } tf	1.65 } m
—	—	—	—	—	1.55 f	—
1.50 F	1.506 F	1.499 aF	1.488 F	1.500 m	1.507 } m 1.48 }	1.51 F
—	—	—	—	—	—	—
—	1.376 tf	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
1.31 f	1.298 f	—	—	1.29 f	1.30 ttf	—
—	1.250 f	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1.126 ttf	—

1. E isolé de Vernon CuK α .
2. *id.* FeK α .
3. Argile brute. Anneville-sur-Scie (Seine-Inf.).
4. *id.* Côte Pelée (Eure).
5. *id.* Toutainville (Eure).
6. *id.* Bernay (Eure).
7. *id.* Louviers (Eure).

TABLEAU VI.

8	9	10	11	12	13
—	—	—	—	11.75 tF	—
—	—	—	—	4.958 apv	—
—	—	—	—	4.681 tf	—
4.46 F	4.39 F	$\left. \begin{array}{l} 4.56 \\ 4.368 \end{array} \right\} F$	4.50 F	4.375 F	—
4.19 tf	—	—	4.19 F	—	4.25 F
—	—	—	—	—	4.02 tF
—	—	—	—	—	—
3.33 tf	3.33 F	3.32 f	—	3.222	3.28 ttf
3.07 m	—	—	3.02 m	$\left. \begin{array}{l} 2.985 \\ 2.985 \end{array} \right\} m$	3.14 m
—	—	—	—	—	2.94 ttf
—	—	—	—	—	2.85 m
2.58 F	$\left\{ \begin{array}{l} 2.56 F \\ 2.30 f \end{array} \right.$	2.57 F	2.58 F	2.549 F	2.57 f
—	—	—	—	—	2.49 aF
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	2.13 f
—	—	—	2.01 ttf	—	2.03 f
—	—	—	—	—	1.94 m
—	1.81 f	—	—	—	1.88 m
$\left. \begin{array}{l} 1.71 \\ 1.64 \end{array} \right\} f$	$\left. \begin{array}{l} 1.70 \\ 1.63 \end{array} \right\} tf$	—	1.71 f	$\left. \begin{array}{l} 1.719 \\ 1.655 \end{array} \right\} f$	1.70 f
—	1.55 m	—	—	—	1.626 m
1.505 F	1.486 F	$\left. \begin{array}{l} 1.50 \\ 1.48 \end{array} \right\} F$	1.507 F	1.500 F	1.544 f
—	—	—	—	—	1.507 f
—	—	—	—	—	—
—	—	—	—	—	1.446 m
—	—	—	—	—	1.411 tf
—	—	—	—	—	1.381 f
—	—	—	—	—	1.347 tf
—	—	—	1.30 f	1.298 f	1.315 f
—	—	—	—	1.254 f	1.293 f
—	—	—	—	—	1.248 ttf
—	—	—	—	—	1.237 ttf
—	—	—	—	—	1.217 tf
—	—	—	—	—	1.198 ttf
—	—	—	—	1.126 apv	—
—	—	—	—	—	1.107 m

8. Argile brute. Coulombes (Eure-et-Loir).
9. *id.* Le Petit Fer court (Oise).
10. *id.* Forêt d'Othe.
11. *id.* Ouistreham (Calvados).
12. Beidellite.
13. Cristobalite.

D'autre part, la comparaison du spectre du minéral E avec ceux des beidellites, et en particulier avec ceux que Hofmann, Endell et Wilm ont publiés [10], a également montré leur étroite parenté, à l'exception, toutefois, de la première interférence de la beidellite (voisine de $12 \text{ \AA}$) que je n'ai jamais observée sur les spectres du minéral E.

Les spectres de rayons X permettent donc de constater l'affiliation à un même groupe minéral des nontronites, des beidellites et du minéral E, et viennent corroborer les déterminations auxquelles m'ont conduit les analyses chimiques et optiques. Il semble, par conséquent, légitime d'admettre que *le minéral E est un membre de la série isomorphe beidellite-nontronite*.

Toutefois, cette détermination ne doit être considérée que comme une première approximation.

En effet, le spectre du minéral E décoloré reste identique à celui du minéral naturel. Or nous avons vu (p. 45) que le traitement à l'acide chlorhydrique enlevait au minéral la grande partie des sesquioxides, le rapport $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$ augmentant de 2.5 à 10.5. La substance résiduelle, constituée de 77 % de SiO_2 , ne peut, en aucun cas, être considérée comme une beidellite, bien que leurs spectres soient superposables. Le fait me paraissant d'une haute importance, j'ai cherché à l'expliquer en admettant que *le réseau fondamental du minéral E est constitué essentiellement par de la silice* (p. 45).

d) Étude thermique.

L'analyse thermique différentielle est devenue un moyen d'étude minéralogique dont on ne saurait guère se passer dans le domaine des roches argileuses. MM. J. Orcel [24] et P. Urbain [31] ont, notamment, publié des séries de courbes étalons qui peuvent servir à l'identification des minéraux étudiés par cette méthode.

J'ai donc effectué une série de courbes d'analyse thermique différentielle, que j'ai comparées ensuite aux courbes étalons de différents minéraux caractéristiques des argiles.

Les courbes que j'ai obtenues sont toutes très semblables entre elles et présentent les particularités suivantes :

1) Crochet endothermique important débutant vers 100° . Greffées sur la branche droite (remontante) de ce crochet, on reconnaît une ou deux

inflexions, généralement très petites, qui se placent, selon les cas, vers 200°, 300° ou 350°.

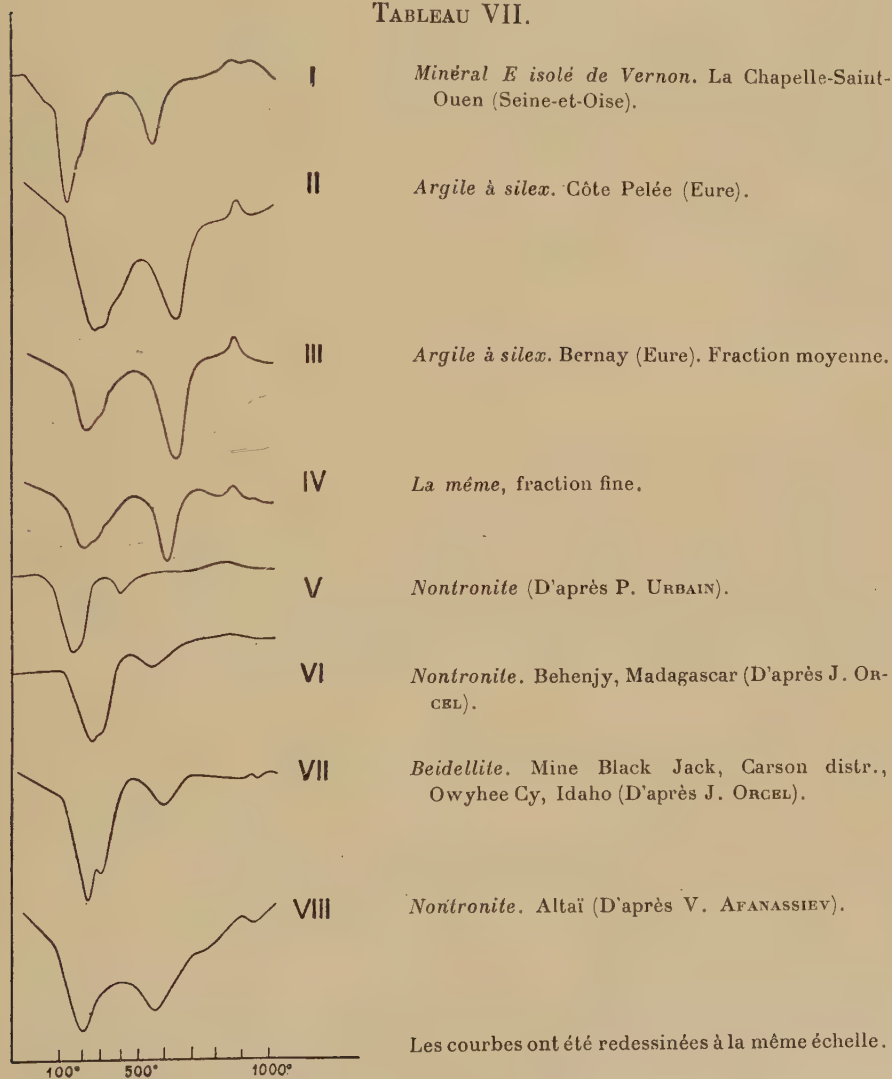
2) Crochet endothermique généralement moins important que le premier, débutant vers 500-550°.

3) Crochet exothermique bien prononcé entre 850° et 900°.

4) Un deuxième crochet exothermique entre 900° et 950° sur la courbe du minéral E isolé de Vernon seulement.

Sans entrer dans les détails des interprétations possibles de ces courbes,

TABLEAU VII.



je me bornerai à reproduire ci-contre (tableau VII) une série de courbes, qui doivent permettre d'apprécier la similitude entre les courbes du minéral E et celles des beidellites et des nontronites (p. 55).

Deux remarques me paraissent intéressantes à faire.

1) Les courbes fournies par deux fractions différentes d'une même argile à silex de Bernay (Eure) sont parfaitement identiques, ce qui vient appuyer l'observation faite au microscope que les plus fines particules visibles paraissent être de même nature que les plus grandes lamelles bien déterminables.

2) L'hypothèse, avancée plus haut, de la présence d'hydroxyde ferrique libre (c'est-à-dire ne rentrant pas dans la constitution de l'édifice cristallin du minéral E), ne me paraît pas incompatible avec l'allure des courbes, s'il est permis d'interpréter les inflexions faibles, mais toujours présentes, reconnues vers 300°-350°, comme dues aux transformations de cet hydroxyde.

En résumé, l'analyse thermique différentielle permet d'assimiler, provisoirement, le minéral E des argiles à silex, à une variété ferrifère de beidellite.

e) *Autres caractères physiques.*

J'ai déterminé la densité des lamelles du minéral E isolé de Vernon par la méthode du flacon. Le chiffre obtenu est de 2.498. La dureté n'a pas été déterminée. Elle est très faible et rappelle celle de la cire.

Ces caractères sont tout à fait conformes à ceux des minéraux du groupe beidellite-nontronite.

B. — *Éléments détritiques de la gangue.*

1) *Minéraux.*

Les minéraux détritiques, que l'on trouve noyés dans la gangue, sont toujours de dimensions réduites. Macroscopiquement, on n'arrive pas

à les distinguer ; mais, au microscope, on parvient parfois à déterminer un nombre d'espèces assez élevé.

Je donne, ci-dessous, la liste d'espèces que j'ai pu identifier ; elles y sont rangées, très approximativement, dans l'ordre décroissant de leur fréquence apparente, mes recherches ne me permettant pas, en leur état actuel, d'en donner la fréquence réelle. Il faut, au surplus, noter immédiatement que je ne les ai jamais observées toutes dans une même argile.

Les associations sont variables et j'en donnerai plus loin quelques exemples.

Liste des minéraux détritiques reconnus.

1. Quartz.
2. Calcédonite sous forme de fragments de silex.
3. Tourmaline.
4. Glauconie.
5. Zircon.
6. Feldspath.
7. Opale (?).
8. Halloysite ou kaolinite
9. Silice globulaire.
10. Calcite (restes organiques).
11. Mica blanc.

Voici quelques associations de minéraux détritiques relevées dans des régions différentes,

1. *Région de Bernay (Eure) :*
quartz, plagioclase, kaolinite, tourmaline, silice globulaire, glauconie, silex, zircon.
2. *Région de la Côte Pelée (Eure) :*
quartz, silex, feldspath, glauconie, calcite (restes organiques).
3. *Région du Petit Fercourt (Oise) :*
quartz, silex, tourmaline, glauconie.
4. *Région de Louviers (Eure) :*
quartz, feldspath, tourmaline, silex, zircon, glauconie.
5. *Région de Lyons-la-Forêt (Seine-Inf.) :*
quartz, silex, tourmaline.
6. *Région de Bassyen (Yonne) :*
quartz, silex, tourmaline, zircon.

2) Organismes.

On trouve quelquefois des restes d'organismes dans la gangue de l'ar-

gile à silex. Ces restes sont le plus souvent représentés par des spicules d'éponges siliceuses, parfois épigénisés en hydroxyde ferrique (glauconie?). J'ai rencontré aussi quelques Foraminifères à test calcaire (*Textularia* et *Rotalia*). Mais, en général, les organismes sont d'une grande rareté dans la gangue des argiles à silex que j'ai étudiées.

C. — Minéraux de néoformation de la gangue, autres que le minéral E.

Comme tels, je considère trois espèces : hydroxyde ferrique, opale et calcite. J'ai déjà parlé de l'hydroxyde ferrique dans les paragraphes consacrés à la description du minéral E. Il est inutile d'y insister ici.

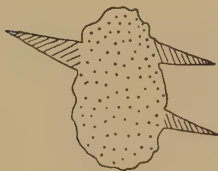


Fig. 16.

J'ai rangé plus haut l'opale parmi les minéraux détritiques de la gangue. Tout en reconnaissant qu'il est extrêmement difficile de distinguer une opale détritique d'une opale de néoformation, j'ai cru discerner, dans certains cas, la présence de petits fragments isotropes, attribuables à ce minéral, que je considère plus volontiers comme détritiques. J'aurai l'occasion, dans le chapitre suivant, de revenir sur la question de l'opale de néoformation.

On peut voir dans certaines argiles, par exemple dans celle de Marboué (Eure-et-Loir), d'assez grands cristaux de calcite, bien formés et limpides, en rhomboèdres aigus (par ex. $e^{3/2}$ etc.). Ces cristaux poussent comme des protubérances sur les grains du minéral E, et sont donc indubitablement de néoformation (fig. 16).

II. — LES SILEX

Les silex des argiles à silex se distinguent nettement des silex des biefs, dans tous les cas où on n'a pas affaire aux remaniements locaux ayant provoqué un mélange des deux formations, en proportions telles qu'il soit difficile de l'attribuer à l'une ou à l'autre. Dans ce dernier cas, les silex ne sont plus un guide aussi sûr ; mais j'ai toujours pu trouver d'autres critères différentiels.

Les silex de l'argile à silex se montrent rarement entiers. A cet égard, mes observations personnelles m'ont éloigné des opinions devenues classiques. D'ailleurs, même sur les coupes pratiquées dans la craie toute fraîche, les silex sont loin d'être tous entiers. Dans l'argile à silex, la plupart des silex sont cassés, mais en un petit nombre de morceaux. Leurs angles et leurs surfaces de cassure étant nets, on s'aperçoit qu'ils n'ont pratiquement pas subi de transport, ni de modelé par l'action mécanique de l'eau.

Par contre, tous les silex des argiles à silex ont subi une altération chimique assez prononcée, qui se traduit par un brunissement de la surface, qui peut gagner l'intérieur du silex jusqu'à une certaine profondeur. A la suite de cette altération, les surfaces des cassures naturelles sont devenues plus ternes, et les angles ont perdu leur tranchant. Au microscope, ces silex altérés montrent une pigmentation jaunâtre, due vraisemblablement à l'envahissement par l'hydroxyde ferrique. Entre les nicols croisés, leur teinte est plus foncée, et on reconnaît que le minéral E caractéristique s'est formé dans les cavités des silex.

Les silex des biefs et des poudingues qui leur sont associés ne m'ont que rarement montré ce brunissement, ou la formation du minéral E dans les cavités.

CHAPITRE II

ORIGINE ET MODE DE FORMATION DE L'ARGILE À SILEX ET DE SON MINÉRAL CARACTÉRISTIQUE, D'APRÈS LES CARACTÈRES PRÉCÉDENTS

Les constituants minéralogiques des argiles à silex ayant été énumérés et décrits, je peux essayer maintenant, en me basant sur leurs caractères respectifs et sur l'allure qu'ils présentent dans la roche, d'en tirer quelques déductions concernant l'origine de celle-ci.

A cet effet, la meilleure méthode me paraît être de considérer d'abord l'origine probable de chacune des parties, pour passer ensuite à l'origine probable du tout, qui est l'argile à silex.

Enfin je m'efforcerai de donner les définitions, si longtemps différées, qui me semblent convenir au matériel étudié.

I. — ORIGINE DES SILEX

Le fait que les silex des argiles à silex proviennent de la craie a été admis par tous les géologues de tous les temps. Il est des plus solidement établis. Les preuves n'en manquent pas et il est superflu d'y insister ici.

Divers niveaux de la craie renferment des silex, qui n'ont, ni le même aspect ni la même structure. On s'est souvent fondé sur ces différences pour distinguer les niveaux de la craie du Bassin de Paris, ainsi que pour déterminer le niveau d'origine des silex de l'argile à silex, c'est-à-dire que l'argile à silex renferme des silex sénoniens, ou turoniens, ou les deux, etc.

D'autre part, les travaux de M. Lucien Cayeux [47] ont montré que, selon toute probabilité, la grande majorité, sinon la totalité des silex de

la craie s'est formée en même temps que le dépôt et la consolidation de la craie, et en tout cas *avant son émergence*. L'évolution du gel vers l'état calcédonite, se serait accomplie encore en milieu marin ou pendant la diagenèse, dans les conditions que nous ne connaissons guère ; on ne peut pas le préciser actuellement. Mais on peut affirmer dès maintenant que les silex représentent une forme de silice à peu près en équilibre dans la craie.

On conçoit donc que cette forme de silice ne puisse plus persister lorsque les conditions physico-chimiques du milieu craie ont varié, ce qui est effectivement démontré par l'altération des silex de l'argile à silex, dont j'ai parlé à la fin du chapitre précédent. De plus, je n'ai jamais pu, dans l'argile à silex, observer de silex pouvant être considérés comme de néoformation, malgré la richesse du dépôt en silice.

II. — ORIGINE DE LA GANGUE

A. — *Origine des minéraux détritiques.*

Il suffit de comparer la liste de ces minéraux, donnée page 57, avec celle des minéraux détritiques de la craie, décrits par M. L. Cayeux [46], pour pouvoir admettre sans difficulté, que tous les minéraux détritiques de l'argile à silex puissent provenir de la craie. Mais ils peuvent aussi, tous ou en partie, provenir des dépôts tertiaires du Bassin de Paris, *qui les renferment également*.

Les réflexions qui suivent, sur l'origine probable de l'argile à silex, m'ont conduit à penser que la plus grande partie de ces minéraux provient de la craie, et, pour une petite part seulement des dépôts tertiaires. Mais cette conclusion est purement inductive, les critères qui permettraient de distinguer chronologiquement les minéraux crétacés des tertiaires faisant défaut.

On peut noter dès maintenant que les minéraux détritiques sont beaucoup plus abondants dans les argiles à silex que dans la craie. Le fait peut être attribué, partie à un enrichissement sur place, partie à des apports extérieurs. La question reste, pour le moment ouverte.

B. — *Origine et mode de formation du minéral caractéristique de l'argile à silex (minéral E).*

Tous les caractères du minéral E s'accordent pour démontrer qu'il n'est pas détritique mais bien de *néoformation in situ*. Dans ces conditions, il est nécessaire de rechercher l'origine possible des éléments constitutants de ce minéral, éléments révélés par les analyses chimiques, avant d'aborder la question du mode de formation du minéral.

1) *Origine des éléments constitutants.*

Pour traiter ce problème, j'ai toujours recherché l'origine la plus proche ; ce n'est qu'en dernier recours que j'ai fait appel à une origine lointaine.

L'argile à silex reposant toujours sur la surface de la craie corrodée et ravinée, ou encore comblant les vides à l'intérieur de la craie, il est évident que l'origine la plus proche des éléments du minéral E doit être recherchée dans la craie elle-même.

Il s'agit donc, en premier lieu, de voir si la craie est susceptible de fournir tous les éléments nécessaires à la néoformation du minéral E, et en quelles quantités et proportions.

Or, je n'ai pu trouver dans la littérature d'analyses chimiques complètes de craies typiques du Bassin de Paris. Quelques mémoires ou ouvrages donnent, à côté d'indications d'ordre général, les analyses d'accidents lithologiques trop particuliers pour apporter des renseignements utiles, étant données la généralité et l'uniformité de l'argile à silex.

M. L. Cayeux, dans son mémoire sur les roches carbonatées [47 bis], indique que les craies typiques du Bassin de Paris renferment 90 à 98 % de carbonate de calcium ; que la silice ne dépasse pas 0.5 % sauf dans les craies riches en spicules siliceux ; que la matière argileuse ne dépasse guère 1 % ; qu'il y a toujours des quantités appréciables de P_2O_5 et des traces de manganèse.

Dans ces conditions, force m'est de m'en tenir à deux analyses personnelles de la « matière argileuse » de la craie, dont je vais exposer les résultats.

Les deux échantillons de craie analysés proviennent de deux niveaux différents de la craie emschérienne. Je les ai recueillis dans une carrière à la Chapelle-Saint-Ouen (Seine-et-Oise), à 7 km. à l'Est de Vernon. Ils ont été soumis à une attaque par l'acide acétique dilué, de façon à éliminer la presque totalité des carbonates. Le résidu a été séparé par décantation en deux fractions : une fraction colloïdale (« matière argileuse ») et une fraction granulaire, constituée essentiellement de quartz et de silice.

Les résultats de ces opérations préliminaires sont les suivants :

TABLEAU VIII.

	I	II
Partie soluble dans l'acide acétique	97.4 %	98.47 %
Partie insoluble dans { Colloïdale.....	2.5	1.5
l'acide acétique. { Granulaire	0.1	0.03
Total	100.0 %	100.00 %

Les parties colloïdales ont ensuite été analysées. La composition centésimale en est donnée dans le tableau ci-dessous.

TABLEAU IX.

	I	II
SiO_2	53.5	47.6
Al_2O_3	25.6	26.2
Fe_2O_3	4.6	4.9
CaO	4.1	4.0
MgO	0.6	0.9
Perte au feu	12.2	16.9
Total	100.6	100.5
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3}$	3.5	3.1
$\frac{\text{SiO}_2}{\text{R}_2\text{O}_3}$	3.2	2.8

Une quantité très faible de sesquioxydes et de silice a été dissoute par l'acide acétique, lors de l'attaque de la craie. J'ai trouvé par exemple dans la liqueur acétique renfermant les éléments solubles de l'échantillon II, que le total des éléments précipitables à l'ammoniaque était de l'ordre de 0.008 % de la craie, soit environ 0.6 % de la matière colloïdale insoluble.

Ayant choisi, pour ces analyses, une craie blanche et en apparence très pure, il est certain que la composition *moyenne* de la craie peut être sensiblement différente de celle que traduisent les chiffres ci-dessus. Mais, pour trancher ce point, il faudrait disposer d'un grand nombre d'analyses de diverses « craies typiques » du Bassin de Paris. Toutefois, je veux comparer mes analyses à l'analyse, extraite du mémoire de M. L. Cayeux [46], de la craie noduleuse à *Micraster cor testudinarium* (parties dures) du Pays de Bray, qui provient à peu près du même niveau que mes échantillons.

TABLEAU X.

SiO ₂ soluble	1,6
Fe ₂ O ₃	0,15
CaO	52,8
MgO	0,96
CO ₂ , plus matières organiques.....	44,3
P ₂ O ₅	traces
Total	99,81

Sauf l'absence inattendue d'alumine, cette analyse a donné des indications tout à fait comparables aux miennes, ce qui fait croire que, tout au moins pour la craie emschérienne, mes chiffres ne sont pas très loin de la moyenne.

Quoi qu'il en soit, il résulte de ces analyses que la « matière argileuse » de la craie peut être, et est certainement, une source de silice et de sesquioxydes de fer et d'aluminium dans un rapport SiO₂ : R₂O₃ voisin de 3 (pour la craie emschérienne).

Outre la « matière argileuse », toute craie renferme des quantités plus ou moins importantes de minéraux altérables sous l'action des eaux percolantes, minéraux qui peuvent également être des sources de silice et de sesquioxydes. Ce sont surtout : les silex, les restes organiques silicifiés (ou siliceux originellement), la glauconie, les sulfures de fer.

Nous avons des preuves nombreuses, et indiscutables, que la silice des silex et des organismes siliceux est assez facilement remise en mouvement par les eaux circulant dans les roches. Sa grande abondance dans les craies — où elle est d'ailleurs très inégalement distribuée — doit faire admettre qu'elle contribue dans une large mesure à la constitution des produits qu'on a l'habitude d'appeler « *argiles de décalcification* » des craies.

La glauconie est parfois très abondante dans la craie. Elle est susceptible de fournir, comme produits d'altération, de la silice et des sesquioxydes de fer et d'aluminium dans un rapport moyen voisin de 4¹.

Enfin, les sulfures de fer, susceptibles de fournir de l'hydroxyde ferrique, sont en général assez dispersés pour pouvoir être négligés.

En résumé : la craie peut fournir tous les éléments constitutifs des argiles à silex, mais les rapports quantitatifs de ces éléments ne paraissent pas être les mêmes dans les deux dépôts. Il suffit, pour s'en convaincre, de comparer les analyses du minéral E (tableau I) et celles de la craie emschérienne (tableau IX) provenant d'une même carrière. La comparaison des rapports SiO_2 : R_2O_3 montre déjà un excès sensible de silice sur les sesquioxydes, notamment sur celui de fer dans la craie, et cet écart s'accroît encore si l'on tient compte de la silice des silex et de celle des glauconies.

Il est intéressant de rapprocher ces considérations des observations de G. P. Merrill [20] sur les argiles « résiduelles » de deux calcaires de l'Arkansas et de la Virginie.

Dans le premier cas, relatif à un calcaire carbonifère, on retrouve, dans l'argile résiduelle correspondante, la presque totalité de la silice contenue dans le calcaire ; mais les autres éléments ont diminué dans les proportions suivantes : alumine : 11 % ; sesquioxyde de fer : 89 % ; oxyde de manganèse : 57 % ; eau : 41 % ; chaux : 99 % ; etc. Dans le deuxième cas (calcaire magnésien de Staunton, Va.), l'alumine a été conservée presque en totalité ; par contre, 27 % de silice, 25 % de fer ferrique, plus de 65 % d'alcalis et plus de 99 % de carbonates ont été enlevés.

Si donc on admet que les éléments constitutifs du minéral E ont leur origine dans la craie, il faut constater que la formation de ce minéral aboutit à un enrichissement relatif en sesquioxydes (particulièrement en

1. Moyenne de deux analyses d'après L. Cayeux [45].

B. BRAJNIKOV.

Fe_2O_3) ou à un appauvrissement relatif en silice. Ceci peut se produire de deux façons :

1) Élimination de silice par les eaux percolantes.

2) Apport de sesquioxydes.

Les deux hypothèses ont été envisagées par les différents auteurs.

Ainsi, pour les formations considérées comme « résiduelles », on a eu recours à la première : enrichissement en certains éléments, par élimination de certains autres. C'est le cas des latérites et des bauxites (enrichissement en Al_2O_3 et en Fe_2O_3 par appauvrissement en SiO_2 et en Fe_2O_3 , selon le cas) ; c'est également le cas des argiles étudiées par G. P. Merrill, dont j'ai parlé plus haut.

Dans d'autres cas (sols podzoliques, terra rossa) on a cherché à invoquer la deuxième hypothèse : enrichissement en certains éléments (notamment en sesquioxydes et en silice) par apport de ces éléments, qui peut se produire par lessivage, de haut en bas, ou par exsudation des périodes sèches, de bas en haut.

En ce qui concerne l'argile à silex, j'ai trouvé que l'essai d'application de la première hypothèse rencontre des difficultés considérables, par suite du manque de documents (en particuliers d'analyses complètes des eaux souterraines de la craie), qui pourraient servir à la vérifier. D'autre part, elle m'a semblé ne pas admettre de développement immédiat dans le plan géologique. C'est pourquoi j'ai retenu la deuxième hypothèse qui ne présente pas ces inconvénients, et j'ai essayé d'en tirer quelques déductions d'ordre général.

S'il y a apport, il doit nécessairement venir du haut ¹, c'est-à-dire du lessivage par l'eau des différentes formations post-crétacées, l'hypothèse de migration de bas en haut (Reifenberg) ne me paraissant pas suffisamment probante pour le cas comme celui-ci.

Je reviendrai sur ce problème dans le paragraphe consacré au mode de formation de l'argile à silex.

2) *Mode de formation du minéral E.*

Morphologiquement, il est commode de distinguer deux cas amenant la formation du minéral E des argiles à silex, quoique dans le fond, ils

1. Rien ne permet d'accepter l'hypothèse de l'origine éruptive, ou geysérienne, des argiles à silex.

se réduisent au même processus fondamental : solubilisation de la silice, et reprécipitation sous une forme plus adaptée aux conditions physico-chimiques du nouveau milieu.

Dans le premier cas, le minéral E, qui apparaît en petites concrétions d'aspect « *fluidal* », se formerait aux dépens de solutions, ou plus exactement de pseudo-solutions de silice et d'hydroxydes de fer et d'aluminium libérés par l'altération des minéraux de la craie ou apportés par les eaux percolantes. Par coagulation de la silice et des hydroxydes, ces pseudo-solutions donnent naissance à des gels mixtes, dont le vieillissement aboutit au minéral E, caractérisable par les propriétés physiques et chimiques décrites dans le chapitre précédent. Le mélange imparfait des pseudo-solutions, ou la périodicité des phénomènes de coagulation, sont vraisemblablement les causes de l'hétérogénéité des lamelles, formées en partie par le minéral E typique, en partie par de la silice amorphe.

Les causes de la coagulation des pseudo-solutions précédentes peuvent être diverses. Sans pouvoir me prononcer sur la probabilité de telle ou telle cause, j'indiquerai simplement celles qui paraissent invoquables.

On peut poser en principe que la circulation de l'eau dans les parties superficielles de la craie est un phénomène intermittent. Je ne connais aucune observation relative à la formation d'argile à silex dans la nappe phréatique permanente. Par conséquent, une cause de coagulation pourrait être l'augmentation de la concentration des pseudo-solutions, provoquée soit par apport de matériaux pseudosolubles nouveaux, soit par évaporation.

On sait, d'autre part, qu'un excès d'électrolytes tend à coaguler les pseudo-solutions de silice, etc., condition qui peut être réalisée par des solutions de bicarbonate de calcium, provenant de la dissolution de la craie par les eaux météoriques.

Les variations de la réaction du milieu, dues à des causes semblables, peuvent également aboutir à la coagulation.

Enfin, la surface d'une craie compacte, fraîche ou enduite d'argile, peut, me semble-t-il, être assimilée à une membrane semi-perméable. On pourrait peut-être, dans ce cas, invoquer le phénomène de dialyse comme une cause de coagulation, s'il était démontré qu'un électrolyte présent dans les eaux percolantes peut jouer le rôle de peptisant vis-à-vis de la silice, des hydroxydes d'aluminium et de fer, etc.

Quoi qu'il en soit, il paraît certain que la coagulation n'est toujours que partielle, dans ce milieu physico-chimique très complexe. C'est la raison du manque d'homogénéité du minéral formé.

Dans le deuxième cas, le minéral E, *qui apparaît en enduits ou en grains*, se formerait par attaque directe de certains minéraux (tels que les

silex, le quartz, la glauconie), par des pseudo-solutions aqueuses d'hydroxydes de fer et d'aluminium et de divers autres corps, pseudo-solutions à réaction vraisemblablement alcaline.

La transformation des silex et de la glauconie en minéral E peut être suivie, pour ainsi dire, pas à pas au microscope, car on trouve toutes les formes de passage, depuis une glauconie ou un silex intacts, jusqu'au minéral E granulaire.

Dans les premiers stades, il y a conservation de la texture cryptocristalline du silex ; mais l'ensemble prend un aspect trouble et légèrement jaunâtre. Ensuite la coloration s'intensifie, la biréfringence augmente progressivement et la structure originelle du silex disparaît peu à peu. Puis les grains, nettement formés par du minéral E, ne conservent plus rien de la texture du silex. Peut-être est-il permis d'envisager l'aspect « ponctué » que présentent certains grains du minéral E, comme un dernier vestige de cette texture. Par contre, il apparaît une tendance au concrétionnement. Enfin, dans les stades très évolués, les clivages commencent à se dessiner, et on arrive au minéral E typique.

En ce qui concerne le quartz, une telle transformation est plus douteuse. Cependant, il n'est pas rare de voir des grains de quartz d'aspect corrodé enduits d'une substance jaune qui rappelle fortement le minéral E. On voit également des paillettes de cette substance accolées aux grains de quartz. Dans ces cas la limite entre les deux minéraux, même aux forts grossissements, manque de netteté, ce qui permet d'y voir une association très intime, un passage graduel par altération du quartz au minéral E.

En rapprochant ces observations de l'opinion de M. L. Cayeux sur la possibilité de corrosion du quartz dans les roches tertiaires, de celle de Ross et Kerr sur la formation de la kaolinite aux dépens du quartz et de celle de McCarthy et d'Afanassiev [1] sur la transformation de la kaolinite en nontronite, je pense pouvoir admettre qu'on est ici en présence d'un phénomène du même ordre et que, dans des conditions favorables, le minéral E peut se former par altération du quartz, des silex, des glauconies, peut-être même, des minéraux kaoliniques.

3) Définition du minéral E.

On a vu plus haut que les caractéristiques de ce minéral constituent un ensemble qui permet, avec beaucoup de probabilité, de l'attribuer au

groupe des beidellites-nontronites, l'accord entre les résultats fournis par les méthodes les plus diverses étant aussi bon qu'on peut le désirer.

Il semblerait donc qu'on puisse le définir spécifiquement comme une *beidellite ferrifère à déficit de silice*.

Mais cette définition n'aurait que l'avantage d'assigner une position systématique à ce minéral dans une classification à caractère statistique. Le géologue et le géochimiste, qui s'intéressent à la genèse et à l'évolution de l'argile à silex, aussi bien qu'à ses caractères actuels, ne sauraient se contenter d'une pareille définition trop figée et qui, je le crains, évoquerait l'idée d'une identité trop rigoureuse entre le minéral caractéristique de ce dépôt et les beidellites typiques. C'est pourquoi j'ai préféré conserver la dénomination de « minéral E », telle qu'elle a figuré dans mes notes dès le début de mes recherches, quitte à rechercher maintenant une définition conforme à l'esprit du naturaliste.

La difficulté de formuler une telle définition tient au fait que la science minéralogique, dans sa partie qui traite des minéraux de l'enveloppe thermodynamique superficielle — ou « biosphère » dans la conception de W. Vernadsky — et des phénomènes du « catamorphisme » est encore relativement pauvre en idées et en termes.

Wherry a introduit dans les sciences géologiques la notion de « métacolloïde ». En France, M. P. Urbain a développé cette notion en cherchant à l'étendre à certains problèmes concernant les roches sédimentaires. Wherry nomme « métacolloïdes » les substances microcristallines d'origine colloïdale. M. P. Urbain pense que « ce terme expressif et commode pourrait être appliqué avec avantage à tous les minéraux qui résultent de l'évolution d'un sol ou d'un gel, quelles que soient les dimensions des individus cristallins, et si compliquées qu'aient pu être les actions secondaires qui ont modifié le colloïde primitif » [29].

Ainsi, pris au sens le plus large, ce terme peut être utilisé pour désigner toute substance minérale d'origine colloïdale quel que soit son état d'évolution. Dans cette acceptation, il pourrait devenir d'un grand profit pour les géologues, pour lesquels un minéral n'est toujours qu'un fragment d'un ensemble se modifiant dans le temps.

Lindgren a souligné la variabilité de composition chimique des gels solidifiés : « On en conclut qu'un gel colloïdal solidifié n'a pas nécessairement une composition chimique définie, et, par conséquent, ne correspond donc pas à la définition habituelle d'un « minéral ». Jamais la composition *approximative* n'est la même pour un même type de minéral colloïdal, et nous ne pouvons guère le considérer autrement que comme un minéral, quoiqu'on distingue sa forme de l'état cristalloïdal par un terme spécial. Le quartz et l'« opale » expliquent bien cette relation » [16].

Une définition satisfaisante du point de vue géologique doit tenir compte de la notion de composition chimique, de la notion d'origine, de la notion d'évolution et du sens de celle-ci (ou en d'autres termes de la forme à laquelle tend à aboutir l'évolution) et, enfin, du milieu physico-chimique dans lequel s'effectue l'évolution.

Les notions de genèse et d'évolution continue, peuvent être traduites par le terme de « métacolloïde ». Les notions du sens de l'évolution et de composition chimique seront bien exprimées par le nom de l'espèce minéralogique vers laquelle tend apparemment l'évolution. Enfin la notion de milieu physico-chimique peut être rendue par une référence aux conditions de genèse et de gisement.

En supposant que le « minéral E » n'est autre chose qu'une variété de la beidellite, je le définis donc comme suit :

Métacolloïde beidellitique (variété ferrifère à déficit de silice), *d'origine mixte, formé concurremment au processus de dissolution des roches calcaires par les eaux superficielles.*

J'envisagerai maintenant une autre hypothèse, peut-être insuffisamment fondée, mais qui me paraît mieux expliquer le sens et la réalité des phénomènes naturels.

Cette hypothèse est basée sur les considérations suivantes, développées pages 43 et 54 :

1) Que le résidu du traitement des paillettes du minéral E par l'acide chlorhydrique, à fortes concentrations, montre le rapport SiO_2 : $\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.8$ et ne peut donc pas être considéré comme une beidellite.

2) Que le traitement chlorhydrique jusqu'à décoloration n'altère pas d'une manière apparente le réseau cristallographique du minéral, ce qui est révélé par l'identité des spectres de poudres, ainsi que par la similitude des propriétés optiques de la substance initiale et de la substance décolorée.

3) Que, par conséquent, la substance initiale (minéral E) ne devrait non plus être considérée comme une espèce minérale définie, telle que la beidellite ferrifère.

Je vais formuler cette hypothèse de la façon suivante :

Le minéral E est un dépôt de silice impure. Il est essentiellement constitué par de la silice, cristallisée probablement sous une forme du type cristobalitique. Les sesquioxydes de fer et d'aluminium se trouvent en solution solide dans cette silice.

Ceci revient à dire que les pseudo-solutions des sesquioxydes, mises

en présence d'une pseudo-solution de silice, n'auraient pas réagi chimiquement avec celle-ci pour former un silicate. Coagulées simultanément, chacune de ces substances aurait conservé son individualité, tout en ayant exercé une influence sur l'ensemble du système. C'est dans cette influence qu'il faut, vraisemblablement, chercher l'explication de la formation d'une structure du type cristobalitique dans les conditions aussi spéciales.

Il s'agit d'examiner la probabilité d'une telle hypothèse du point de vue géochimique.

Nous n'avons, en somme, que des preuves indirectes de la néoformation dans la biosphère, de combinaisons chimiques définies entre les oxydes et hydroxydes de silicium, d'aluminium ou de fer. Il y a même des raisons de croire que ces néoformations ne sont qu'exceptionnelles.

La synthèse de plusieurs minéraux des argiles a été réalisée par voie *pneumatolytique* et, suivant les idées de certains géochimistes modernes, de telles réactions sont probables dans les conditions normales de température et de pression, leur vitesse étant toutefois très réduite. On est donc obligé d'invoquer l'échelle des temps géologiques, pour voir se réaliser les produits de ces réactions, qui sont les minéraux des argiles.

Cependant, ce raisonnement se heurte à des difficultés considérables, notamment au problème de l'*invariabilité du milieu* de la réaction dans le temps. On est donc conduit à admettre que des conditions de milieu instables contrarieraient ces néoformations.

Il est probable, qu'à la surface de l'écorce terrestre, les milieux de plus grande stabilité sont certains milieux marins. Ceci est démontré, entre autres arguments, par la très grande homogénéité de certaines formations marines. Jusqu'à présent, on ne connaît dans les sédiments marins qu'un très petit nombre d'alumo- ou ferrisilicates d'origine incontestablement chimique, au sens le plus large du terme. Ce sont notamment les glauconies et les minéraux voisins, auxquels M. L. Thiébaud [28] rattache la bravaisite. Or, il est intéressant de noter que les glauconies sont loin d'être considérées par tous les auteurs comme des combinaisons chimiques définies, c'est-à-dire caractérisées par des rapports stoechiométriques simples. Ainsi, P. Filipenko [9], dans un travail récent, envisage les glauconies comme des *mélanges* microscopiques non homogènes d'opale et d'alumoferrates, en leur assignant la formule générale :



le rapport m/n étant indéterminé.

Peut-être en est-il de même pour la bravaisite, que M. L. Thiébaud a considérée comme le minéral caractéristique d'un certain nombre de sédiments argilo-calcaires.

Je veux encore rappeler quelques idées de M. W. Vernadsky relatives à ce sujet [32]. Ce savant pense, en effet, que les combinaisons de la silice et de l'alumine, telles que les acides aluminosiliciques, ne sont stables dans la biosphère que parce que ces deux oxydes sont déjà associés dans des minéraux formés en dehors de la biosphère.

D'autre part, le cycle du fer serait plus indépendant du cycle du silicium que celui de l'aluminium; en d'autres termes, les composés Si-Fe seraient en général moins stables dans la biosphère que les composés Si-Al et auraient tendance à n'y pas former de combinaisons chimiques définies.

Quoi qu'il en soit, on peut admettre que de telles réactions entre la silice et l'alumine, ou la silice et l'oxyde ferrique, sont possibles dans certains cas particuliers dans la biosphère, mais qu'il peut être dangereux de faire des généralisations trop extensives.

En 1933, Levin et Ott [15] ont découvert dans les opales, à côté du quartz, la présence des cristobalites α et β .

En 1934, Hofmann, Endell et Wilm [10] ont supposé que certaines bentonites étaient constituées par un mélange de montmorillonite et de silice libre, laquelle cristalliserait, sous forme de cristobalite dans les bentonites tertiaires, et sous forme de quartz dans les bentonites siluriennes. D'autre part, leurs spectres de beidellites seraient, à la première interférence près (voisine de celle de la montmorillonite), superposables aux spectres des cristobalites.

J'ai pu constater que toutes les raies du spectre du minéral E se retrouvent avec un certain décalage dans le spectre de la cristobalite. Le fait que le spectre de la cristobalite est plus riche en raies que le spectre du minéral E, et que les rapports d'intensités des raies dans les deux cas ne sont pas toujours les mêmes, pourrait s'expliquer par l'état fortement hydraté des paillettes du minéral E ainsi que par la déformation du réseau de la cristobalite du minéral E due à la grande quantité des impuretés qui y sont présentes.

En 1935, Buerger [5] a admis que les structures stables à hautes températures (cristobalite, tridymite), qu'il qualifie de « structures ouvertes », peuvent être réalisées aux basses températures, pourvu que certains ions, autres que Si^{++} , puissent s'introduire dans les vides de ces structures et les maintenir statiquement. De cette façon, une structure cristobalitique stable pourrait se former à basse température (par exemple la cristobalite des opales de Levin et Ott). En présence de quantités, mêmes faibles, d'impuretés, le réseau du quartz ne pourrait se former, excepté, selon Buerger, dans le cas spécial où ces impuretés sont des ions H^+ (calcédonite). Lorsqu'une telle substitution d'ions étrangers aux ions Si^{++} maintient les proportions multiples simples, on a affaire aux composés purs, et, dans le cas contraire, à des solutions solides.

On pourra trouver l'explication de la formation d'un réseau cristobalitique dans le minéral E dans cette théorie de Buerger, si elle s'avère valable par accumulation de preuves à son appui.

Dans l'état actuel de nos connaissances ce problème ne trouve pas une solution définitive.

J'ai noté dans l'étude optique (p. 50), que l'on peut observer au microscope le passage d'une partie fortement biréfringente à une partie isotrope dans une seule lamelle du minéral E. Cette partie isotrope est indubitablement de l'*opale de néoformation* faisant corps avec les paillettes bien caractérisées de ce minéral. Je pense que le phénomène peut s'expliquer de la manière suivante : le mélange des pseudo-solutions de provenances diverses qui se fait dans la masse d'argile au contact de la craie est très imparfait. Cette substance hétérogène coagule peut-être en masse, mais ses différentes parties suivent chacune leur propre évolution et donnent naissance, comme dans le cas présent, d'une part au minéral E typique, d'autre part à l'opale.

Dans ces conditions comment pourrait-on définir le dépôt minéral constitué par le minéral E.

Il me semble que la façon la plus simple serait de le définir par le « complexe évoluant », c'est-à-dire par l'ensemble de substances se trouvant réunies et dont l'évolution donne naissance à un minéral définissable par ses propriétés physiques et chimiques. Le « complexe évoluant » serait, en quelque sorte, l'équivalent du « magma » des roches éruptives, et les métacolloïdes qui en résulteraient ne correspondraient pas, comme l'a remarqué Lindgren (p. 69) à la définition habituelle d'un *minéral*, mais se rapprocheraient plus, d'un certain point de vue, des roches que des minéraux.

Pour définir et classer les « complexes évoluant », on peut adopter divers systèmes :

1) définir chimiquement le complexe en juxtaposant les noms des éléments constitutants ;

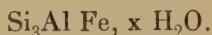
2) établir, comme le font les pétrographes pour les roches éruptives, un certain nombre de paramètres caractéristiques et définir ainsi les métacolloïdes que nous étudions ; ce serait peut-être le système le plus complet ;

3) définir le complexe par le minéral vers lequel tend l'évolution ;

4) créer des noms nouveaux pour les différents stades d'évolution, solution peu pratique qui me paraît devoir être rejetée.

Dans ces diverses notations et pour l'exemple choisi, le complexe évoluant sera défini :

1) métacolloïde trisilicoalumoferrique, qu'on pourrait désigner par le symbole :



2) en choisissant comme paramètres les rapports couramment utilisés ($\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3$; $\text{SiO}_2 : \text{R}_2\text{O}_3$; $\text{H}_2\text{O} : \text{R}_2\text{O}_3$) nous aurions : métacolloïde 3.2 ; 2.5 ; 3.6.

On pourrait également distinguer par une notation spéciale l'eau faiblement liée (eau à caractère zéolithique) ;

3) métacolloïde beidellitique ferrière ;

Je me tiendrai ici à la première notation, la seconde exigeant encore des études statistiques considérables et la dernière n'étant pas en harmonie avec les idées qui sont à la base de ce travail.

En conséquence, j'admets que la notion de complexe évoluant peut remplacer avantageusement, dans la définition générale, les notions de direction d'évolution et de composition chimique.

En joignant cette notion à celle du milieu physico-chimique, elles peuvent nous donner une idée assez complète de la nature de la substance minérale étudiée.

En résumé, la définition complète du minéral E serait : *complexe évoluant trisilicoalumoferrique, d'origine mixte, formé concurremment au processus de dissolution des roches calcaires par les eaux superficielles.*

III. — MODE DE FORMATION DE L'ARGILE A SILEX

Dans l'hypothèse classique (van den Broeck, etc.), l'eau de pluie tombant sur la surface de la craie nue, ou percolant à travers les sédiments meubles recouvrant la craie, attaque cette roche, dissout les carbonates à l'état de bicarbonates, et laisse les silex et la « matière argileuse » de la craie sous la forme d'un résidu insoluble. A partir de cette hypothèse, l'argile à silex pourrait-être définie ainsi : *argile résiduelle de décalcification*, le mot « décalcification » signifiant seulement élimination des carbonates.

L'argile à silex se formerait donc par enrichissement mécanique sur place ; ce serait une argile *éluviale*, au même titre qu'un gisement éluvial, pour employer ce vieux terme des mineurs. On admettait également que ce processus de « décalcification » était accompagné d'*oxyda-*

tion du fer ferreux contenu dans la craie, ceci pour expliquer la teinte généralement foncée des argiles à silex et l'augmentation de volume, qu'on croyait devoir introduire dans le raisonnement pour tenir compte du rapport des masses mises en jeu.

Cette hypothèse est difficile à combattre ; mais elle est non moins difficile à accepter sans modifications, car son seul point faible est qu'en somme elle n'indique que l'origine possible des substances associées, sans chercher à analyser l'ensemble du phénomène.

L'argument le plus grave qu'on ait invoqué pour la combattre est le suivant.

La quantité maxima moyenne¹ de « matières insolubles » contenues dans la craie est de l'ordre de 15 %. Par conséquent, si l'on trouvait une masse d'argile à silex de l'ordre de 30-40 mètres de puissance, on calculait qu'une épaisseur de craie de l'ordre de 200 à 250 mètres avait dû disparaître par « décalcification ». Ceci semblait invraisemblable et au surplus quelle énorme quantité d'acide aurait été utilisée au cours de ce phénomène ! De même, le temps nécessaire à la décalcification paraissait démesuré.

Le calcul est intéressant à reproduire. En partant de 15 % de « matières insolubles » dans la craie, de 30 mètres d'argile à silex et de la solubilité du carbonate de chaux dans l'eau de pluie contenant de l'anhydride carbonique en dissolution ($1,292 \text{ CO}_2 \text{ Ca}$ par litre), il faudrait 354 000 000 litres d'eau par m² de surface pour dissoudre la craie dont l'épaisseur doit être de 200 mètres, ce qui, en climat équatorial (Duala : 2 000 mm. par an), représente 177 000 ans ou, en climat méditerranéen (Jérusalem : 500 mm. par an), 700 000 ans environ. Si l'on considère qu'un tiers seulement de l'eau précipitée s'infiltre et attaque la craie, on trouve 531 000 et 2 100 000 ans respectivement. Comparés à la durée des ères tertiaire et quaternaire — 3 000 000 d'années d'après Osborn et 10 000 000 d'années d'après M. V. Vernadsky — ces chiffres paraissent vraiment difficiles à admettre.

Mais cette argumentation ne paraît pas valable. Il n'a jamais été démontré qu'il existe des accumulations d'argile à silex aussi puissantes. Personnellement je ne le crois pas, parce que je n'en ai jamais vu, excepté dans les puits naturels, dans quel cas la hauteur de l'accumulation représente non la puissance de l'argile à silex, mais la profondeur du puits rempli par la chute de matériaux hétérogènes. J'admets que le maximum de puissance réelle de l'argile à silex n'excède guère 5 mètres, et encore il y a lieu de penser qu'il s'agit là d'argile à silex remaniée et transportée.

1. C'est la moyenne des quantités maxima de matières insolubles de la craie, citées par différents auteurs.

Une hypothèse relative à l'origine et au mode de formation de l'argile à silex doit être capable d'expliquer : 1° les *origines* et 2° les *processus* d'accumulation et de formation des masses de cette argile ; 3° leur *relation* avec la craie et autres sédiments intéressés ; 4° leur *localisation* à la surface de la craie ; 5° leur *distribution géographique* dans les limites du Bassin de Paris.

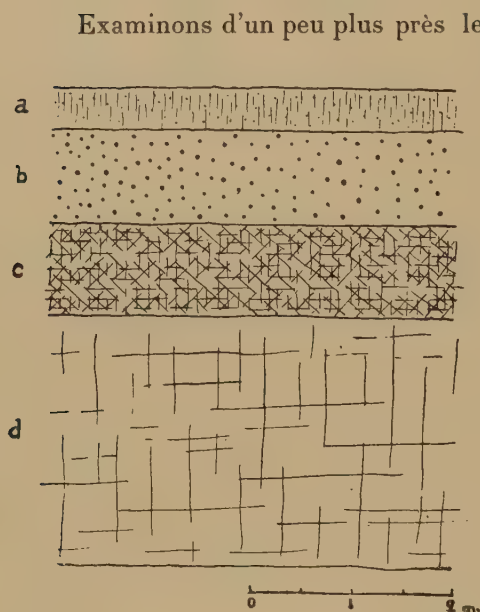


Fig. 17. — a) humus ; b) sable crayeux ; c) craie fragmentaire ; d) craie fraîche. Parfondeval (Oise).

Examinons d'un peu plus près les résultats de l'action chimique des eaux météoriques sur la craie [38], résultats qui doivent être observés dans les régions où cette roche est à nu ou, tout au moins, n'est couverte que par une mince pellicule de sol végétal. Ces conditions sont réalisées dans une grande partie de la Champagne ; on trouve également des îlots de craie nue de faible étendue en Normandie, en Ile-de-France, etc.

L'examen des fronts de carrières dans de telles régions montre que des masses compactes de craie sont recouvertes par du « sable crayeux » plus ou moins pur, ou souillé par les matières organiques de la terre végétale qui le surmonte. Le passage de la craie massive au sable crayeux est insensible (fig. 17).

L'action de délayage et de dissolution de la craie par les eaux mé-

téoriques se fait sentir, d'abord, le long des fissures extrêmement nombreuses de la craie ; elle a pour effet d'isoler les fragments de cette roche, puis de leur enlever toute cohérence, la craie devenant friable. Dans la suite, les fragments eux-mêmes sont dissous graduellement en devenant de plus en plus petits. Comme le bicarbonate, ainsi que les suspensions laiteuses de carbonate sont entraînés par les eaux filtrantes, les petits blocs de craie sont de plus en plus dégagés et la roche devient meuble ; elle mérite alors véritablement le nom de « sable crayeux ».

Un tel sable, dont la puissance n'excède pas 3 à 4 mètres d'après mes observations, est facilement la proie de l'érosion. C'est pourquoi on ne le trouve que dans les dépressions topographiques où la force vive des eaux superficielles est faible, ou lorsqu'il est protégé par la végétation. Pour la même raison, on trouve souvent la craie massive, faiblement altérée, immédiatement à la surface.

En lames minces, on voit que les interstices entre les petits blocs de craie intacte d'une « brèche crayeuse » sont remplis d'un véritable limon, constitué essentiellement de grains extrêmement fins de craie, souillés par des matières organiques et par de l'hydroxyde ferrique, empâtant de nombreux grains de quartz anguleux et d'autres minéraux, tels que la muscovite, la tourmaline, etc.

Dans quelques cas particuliers, j'ai pu y observer de petits fragments du « minéral E » aussi indiscutablement détritique que le quartz ou le mica, avec cette différence qu'il est nécessairement d'origine exogène. Ce n'est qu'exceptionnellement, et toujours en très faibles quantités, que j'ai trouvé dans ce limon interstitiel une substance de néoformation assimilable au « minéral E ».

Si l'argile à silex se formait par le processus de « décalcification » de la craie, tel que je viens de le décrire, on devrait la trouver à un niveau quelconque des craies en voie d'altération, une masse de 1 mètre de « sable crayeux » pouvant facilement être le résidu de plusieurs mètres de craie massive.

Or, je n'ai pu observer la craie fragmentaire imprégnée d'argile à silex que dans des conditions particulières et d'une façon très localisée, sous une couverture tertiaire (sables sparnaciens dans la région de Varangeville) ou quaternaire (la Chapelle-Saint-Ouen, Seine-et-Oise), ou encore, au contact de masses importantes d'argiles à silex.

Au surplus, dans ce dernier cas, la zone de craie fragmentaire altérée est très peu puissante (de l'ordre de 16 à 20 cm. le plus souvent). Mais, comme j'ai déjà eu l'occasion de le dire (p. 15), le contact craie massive-argile, est toujours net; jamais on n'observe de passage régulier, ni de stades successifs de décalcification de la craie, avec naissance progressive d'argile à silex.

J'ai donc tendance à conclure de mes observations sur le terrain que le phénomène de formation de l'argile à silex, tout en étant intimement lié à la décalcification de la craie, se produit dans des conditions particulières, autres que la décalcification à l'air libre ou sous un faible revêtement d'humus.

Je pose comme hypothèse qu'elle s'est formée *sous une couverture* de dépôts tertiaires ou quaternaires, à faciès essentiellement sableux ou sablo-argileux, par un processus analogue au processus de la *podzolisation*¹, étudié en détail par les pédologues.

Dans ce phénomène, le rôle joué par la craie est triple :

1) par suite de sa perméabilité faible (relativement aux roches qui la

1. Les pédologues entendent par le terme « podzolisation » la lixiviation des sols sous l'influence des matières humiques acides, caractérisée surtout par la migration des sesquioxydes de fer et d'aluminium vers un horizon inférieur.

surmontent), elle diminue sensiblement la vitesse de percolation des eaux, en constituant un niveau d'eau à sa surface. Ceci peut, notamment, entraîner le dépôt de tout ou partie des substances contenues dans les eaux de percolation ;

2) la dissolution des carbonates de la craie en libère les matières insolubles qui, dans ces conditions, seront en grande partie conservées sur place ;

3) cette dissolution va déterminer des conditions physico-chimiques très comparables pour les différentes craies et pour les roches calcaires en général, vu la prédominance absolue dans ces roches des carbonates de calcium et de magnésium. C'est là, à mon sens, la conséquence la plus importante pour la question qui nous occupe ici, de la « décalcification » de la craie.

En admettant cette seule hypothèse, envisagée d'ailleurs par certains savants depuis près d'un siècle (voir première partie : Historique), on peut décrire le mode de formation de l'argile à silex de la façon suivante :

Lorsque la craie est recouverte par un manteau plus ou moins épais de dépôts perméables, les eaux superficielles, percolant au travers ces dépôts, déterminent la *migration* de certains éléments (notamment des sesquioxides) de haut en bas, soit sous forme de suspensions, soit sous forme de pseudo-solutions.

En arrivant à la surface de la craie, elles perdent une partie de leur vitesse, dissolvent la craie en libérant les matières insolubles et se chargent en électrolytes et essentiellement en bicarbonates. Le grand excès d'électrolytes et la réaction faiblement alcaline des solutions, ainsi que l'intermittence du phénomène, provoquent une coagulation des substances colloïdales, provenant de la craie ou apportées par les eaux d'infiltration, en donnant naissance à une argile essentiellement constituée par le minéral E, du quartz, etc.

Ceci n'est évidemment qu'une généralisation schématique. On peut imaginer des cas particuliers où les remaniements locaux *au voisinage immédiat* de dépôt tertiaires ou quaternaires, ou des phénomènes tels que la solifluxion ou la « *sheet-erosion* », en un mot des phénomènes aboutissant à un étalement de boues sablo-argileuses à la surface dénudée de la craie peuvent amener la formation de l'argile à silex sur cette surface. Mais je pense pouvoir admettre que le phénomène fondamental est bien tel que je viens de le schématiser.

La fig. 18 est un schéma qui doit servir à illustrer cette hypothèse.

J'ai rapproché la formation de l'argile à silex du phénomène de podzolisation des pédologues.

Il va sans dire que des différences profondes existent entre les deux, mais ce rapprochement semble néanmoins légitime. De même que, dans les sols, la migration des éléments colloïdaux appauvrit les niveaux supérieurs en les rassemblant à la base, au niveau de la roche-mère, sous forme d'un « *Ortstein* »; la migration des mêmes éléments au sein des dépôts géologiques superficiels aboutit à la formation de l'argile à silex au niveau de la craie.

L'hypothèse que je viens d'exposer me paraît satisfaire aux quatre exigences formulées à la page 76, à savoir : 1° origine des matériaux ; 2° processus d'accumulation des matériaux et de formation de l'argile ; 3° relation avec la craie ; 4° localisation à la surface de la craie.

Reste le cinquième point, celui de la distribution géographique. Il sera considéré plus en détails dans le chapitre suivant.

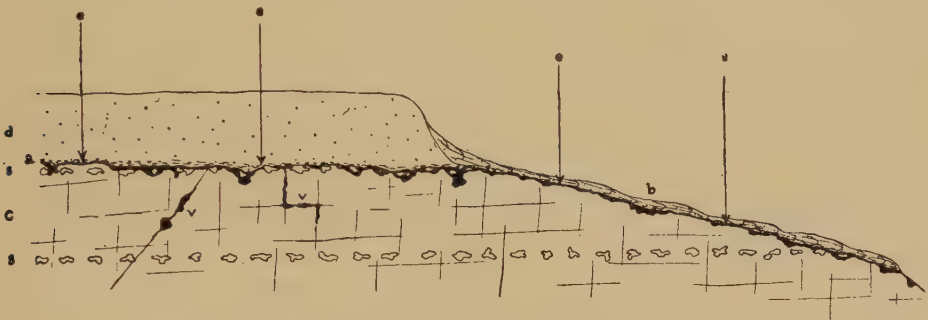


Fig. 18. — Schéma montrant la formation d'argile à silex.

- d) Couverture sablo-argileuse post-sénonienne.
- b) Étalement de boues sablo-argileuses.
- e) Infiltration des eaux météoriques. Migration des éléments du haut en bas, *podzolisation* des sables.
- a) Dissolution de la craie ; libération des silex et de la « matière argileuse » de la craie. Mélange des pseudosolutions. Coagulation. Formation de l'argile à silex.
- v) Entraînement de l'argile à silex par les eaux d'infiltration et son dépôt dans les vides préparés par la dissolution de la craie.
- s) Bancs de silex.
- c) Craie.

IV. — ESSAI DE DÉFINITION DE L'ARGILE A SILEX

De tout ce qui précède, on peut conclure que ni la composition chimique exacte, ni la spécification minéralogique rigoureuse du constituant essentiel de l'argile à silex, ne sont d'une importance fondamentale pour l'étude géologique de cette formation.

Peu importe en effet, qu'on la définisse comme argile à *beidellite ferrière*, ou plus brièvement comme *argile beidellitique* ; ces définitions sont trop incomplètes pour donner une image correcte de l'argile à silex ; bien plutôt, elles sont de nature à évoquer une image fausse.

Je vais donc essayer, tout comme je l'ai fait pour le minéral E, de construire une définition géologiquement satisfaisante de l'argile à silex.

On peut, de prime abord, négliger les minéraux détritiques de la gangue, toujours très peu abondants, et définir la nature de l'argile elle-même par le « complexe évoluant » (p. 73). La nature de ce complexe ressort de l'étude du minéral E : je l'appellerai donc, pour abrégé, *complexe E*.

De plus, il faut tenir compte de la diversité d'origine des matériaux constituant l'argile dans la définition générale, et le terme le plus propre semble être celui d'argile *colluviale* ¹.

Restent à préciser les conditions physico-chimiques dans lesquelles se sont faits le dépôt et l'évolution. On pourrait, pour cela, utiliser avec avantage le mot « décalcification », en lui imprimant, toutefois, un sens un peu différent de celui qu'il a couramment en géologie, qui est synonyme d'*appauvrissement progressif en carbonates* ². Je pense qu'on peut parler de la décalcification comme de la *création d'un milieu physico-chimique déterminé*. Étant donné la masse des carbonates intéressés, il est légitime d'admettre une certaine constance, une certaine invariabilité du milieu pendant toute la durée du phénomène.

On peut donc, du point de vue de l'origine et du milieu, définir l'argile à silex comme une *argile colluviale de décalcification*.

En récapitulant, on arrive à la définition complète suivante :

L'argile à silex est une argile colluviale de décalcification, avec silex résiduels, et complexe évoluant du type E (Si_3AlFe, xH_2O).

1. Je pense pouvoir employer ce terme, utilisé depuis longtemps dans l'étude des gisements métallifères, pour traduire l'idée d'une substance apportée, mélangée à la matière résiduelle conservée en place.

2. Il faut d'ailleurs observer que l'expression employée dans ce sens n'est pas très heureuse. On pourrait parler de la décalcification des argiles, des marnes, des grès calcaires, etc. ; mais dans le cas de calcaires aussi purs que la craie, il serait préférable de parler de la dissolution.

CHAPITRE III

EXTENSION GÉOGRAPHIQUE ET AGE DE L'ARGILE A SILEX

En étudiant les relations stratigraphiques de l'argile à silex, différents auteurs sont arrivés aux conclusions suivantes, que je résumerai ici avec quelques remarques personnelles.

a) *Anté-Tertiaire*. — Que l'argile à silex ait pu se former à la surface de la craie avant l'ère tertiaire, rien n'est plus probable. Nous avons, en effet, des raisons de croire qu'une longue période continentale se place entre l'émersion de la craie et les premières transgressions tertiaires.

Nous ne savons à peu près rien des conditions paléogéographiques de cette période, mais il est pour le moins probable que diverses formations superficielles (limons, sols, etc.) existaient à la surface de la craie, formations, dont rien, ou presque rien, ne nous est conservé. Dans ces conditions, on peut légitimement supposer qu'il se formait une argile à silex, dont quelques traces ont pu être épargnées par les érosions postérieures.

b) *Thanétien*. — En plusieurs points de la France, de l'Angleterre et de la Belgique, on a pu constater la présence de l'argile à silex entre la craie et les sables thanétiens.

Pour en citer quelques exemples plus ou moins probants : Hébert signalait une coupe aux environs de Dreux, où l'argile à silex est recouverte par des sables qu'il a attribués aux sables de Bracheux. Gosselet et Barrois démontrèrent que c'est la règle pour le Nord de la France ; ils ont notamment établi une série de coupes analogues à celle d'Hébert dans la Thiérache et le Vermandois.

c) *Sparnacien*. — De Lapparent dans le Pays de Caux et dans le Nord de la France, Hébert dans le Thymerais, Dollfus dans le Pays Chartrain et en de nombreux autres points, d'autres auteurs dans le Pays d'Othe, ont établi par des séries de coupes très précises l'existence de l'argile à silex sous les formations sablo-argileuses de cette époque.

d) *Yprésien*. — Ces dépôts ne paraissent jamais reposer directement sur la craie (Dollfus). On ne connaît donc pas d'argile à silex à leur base.

e) *Lutétien*. — Dollfus admettait que l'argile à silex n'existe pas sous le Lutétien marin, qui l'a dispersée, mais qu'elle est conservée sous le Lutétien lacustre, notamment au Sud-Est de Chartres.

f) *Bartonien*. — Hébert attribuait à cet étage les sables et calcaires éocènes de Nogent-le-Rotrou et pensait que l'argile à silex est intercalée dans la région entre la craie et les sables de Beauchamp. D'autres auteurs admettent que les calcaires et les sables visés par Hébert sont respectivement du Lutétien et du Sparnacien ; l'argile à silex sous-jacente serait donc subordonnée à ce dernier étage. On ne connaît pas, dans le Bassin de Paris, d'autre localité, où le Bartonien repose directement sur la craie.

g) *Stampien*. — Lorsque les sables de Fontainebleau reposent sur la craie, c'est généralement par l'intermédiaire d'un conglomérat de silex. Dollfus admettait que la mer stampienne a dispersé l'argile à silex. Il n'a pu observer que des « rudiments » d'argile à silex entre ces sables et la craie, notamment à Broué, Epernon, etc.

h) *Chattien*. — D'après Dollfus, le calcaire de Beauce repose sur la craie, toujours par l'intermédiaire de l'argile à silex. Il en concluait que le lac de Beauce n'a pu disperser l'argile à silex préexistante, et a déposé ses sédiments sur celle-ci.

i) *Helvétien continental*. — On signale des épaisseurs considérables d'argile à silex sous les sables de Sologne. Il en serait ainsi dans la Forêt de Marchenoire, en Sologne, etc.

j) *Helvétien marin*. — Dollfus admettait que l'argile blanche ou grise intercalée entre la craie et les faluns serait de l'argile à silex « sans silex ».

k) *Diluvium*. — D'après Dollfus, lorsque les courants diluviens ont été violents, l'argile à silex a été dispersée par eux ; dans le cas contraire, celle-ci a pu être conservée. Il cherche à expliquer ainsi le fait qu'aux environs de Mantes le diluvium gris repose directement sur la craie sur la rive droite de la Seine, tandis qu'il repose sur l'argile à silex sur la rive gauche.

l) *Quaternaire*. — Lorsque les limons reposent sur la craie, la superposition se ferait presque toujours par l'intermédiaire de l'argile à silex. Dollfus insiste sur le fait que l'épaisseur de l'argile à silex est maxima sous le limon.

Tout en acceptant les vues de G. F. Dollfus sur la diversité d'âge de l'argile à silex, — vues qui d'ailleurs s'appliquent indifféremment à l'argile et au bief, — et sur le rôle des abrasions marines, ayant pu disperser l'argile à silex préexistante, je pense que la complication réelle du phénomène justifie quelques remarques, en ce qui concerne l'argile à silex proprement dite, telle que je l'ai définie :

1) Il y a nécessairement lieu de distinguer, au-dessus de la craie, les recouvrements à faciès essentiellement et exclusivement sableux ou sablo-argileux perméables des recouvrements à faciès argileux, ou marneux, ou mixtes peu ou pas perméables ou encore à faciès calcaire.

En effet, du point de vue de la genèse de l'argile à silex, je rangerai les faciès calcaires avec les faciès argilo-marneux, du fait qu'ils jouent les uns et les autres, quoique pour des raisons différentes, le rôle de « couches protectrices » : les derniers, en vertu de leur imperméabilité ¹, les premiers, en vertu du fait qu'ils sont des *collecteurs* de matériaux colloïdaux au même titre que la craie, en ce qui concerne les complexes filtrants.

Quelques auteurs ont, en effet, signalé au contact des roches calcaires tertiaires (notamment du calcaire grossier) avec les formations meubles sus-jacentes, la présence d'une mince couche d'argile brune, tout à fait comparable à l'argile à silex de la craie, à l'absence de silex près. On peut trouver des figures relatives à ce sujet dans les ouvrages de Van den Broeck et de Rothpletz par exemple.

Ce sont donc les faciès sableux ou sablo-argileux qui seuls répondent aux exigences de l'hypothèse développée ici. L'extension de l'argile à silex doit, par conséquent, être liée au développement de ces faciès dans le Bassin de Paris, là où à un certain moment ils se sont trouvés à peu près exclusivement et seuls en couverture sur la craie.

2) La nature du recouvrement sableux de la craie joue encore un autre rôle important.

Il suffit pour s'en convaincre de comparer, par exemple, les sables stampiens ou sparnaciens des différentes régions du Bassin de Paris : par endroits ils sont blancs et très purs, l'argile à silex se développe mal. Ailleurs, ils sont tellement chargés de fer qu'ils passent à de véritables *minerais de fer*, qui ont même été exploités autrefois : ce sont là les régions favorables à la formation de l'argile à silex.

3) L'argile à silex supportant une assise tertiaire ou quaternaire peut lui être antérieure (ancienne formation et conservation, Dollfus) ou postérieure (par formation plus récente par voie de podzolisation et de substitution).

4) Tout en étant liée aux conditions climatiques générales de la région, la formation de l'argile à silex doit être non moins liée aux conditions tout à fait locales.

Elle dépend non seulement de la quantité totale annuelle des précipitations, mais encore de la distribution saisonnière de celles-ci, c'est-à-dire des conditions et du volume total des infiltrations.

Il est à noter que ces facteurs peuvent être très variables dans des espaces restreints. Ainsi, à titre d'exemple, la hauteur annuelle moyenne des pluies dans le Pays de Caux est à peu près double de celle qui tombe dans le Vexin.

1. Cette imperméabilité n'est que relative. M. Pierre Urbain [30] a démontré expérimentalement que la perméabilité des argiles dépend des électrolytes présents dans la solution filtrante et peut être considérable dans certains cas.

Le relief du sol, les conditions du drainage, la végétation, etc., sont autant de facteurs qu'il faudrait considérer pour pouvoir apprécier l'*intensité* du processus de formation de l'argile à silex.

5) Les conditions climatiques favorables à la formation de l'argile à silex seront apparemment celles d'un climat humide. Malheureusement, l'étude paléoclimatique des périodes continentales des ères tertiaire et quaternaire dans le Bassin de Paris, n'est pas suffisamment avancée pour qu'on puisse en tirer des conclusions utiles dans ce but.

6) Les observateurs n'ont souvent pas assez insisté sur la distinction à faire, entre l'argile à silex et les autres formations à silex, en particulier avec le bief à silex (voir Troisième Partie).

De ce fait, on a souvent exagéré beaucoup la puissance réelle de l'argile à silex. D'autre part, on a souvent attribué une puissance plus grande à cette formation sur les flancs des vallées que sur les plateaux. Lorsque le fait n'est pas dû aux glissements, on peut le tenir pour une simple apparence, attribuable à l'obliquité des versants. Il faudrait donc se garder d'en tirer des conclusions d'ordre général.

La carte hors texte insérée à la fin de ce mémoire représente l'extension dans le Bassin de Paris de l'argile à silex, au sens lithologique le plus large (argile à silex et bief à silex). J'ai déjà indiqué (page 22) la façon dont j'ai établi cette carte, et les incertitudes qu'elle présente.

Les principales résultent du fait que les auteurs des cartes géologiques ont souvent rangé sous le nom général d'« argile à silex » des formations différentes. Ainsi, la distinction entre l'« argile à silex » (e_v) et l'« argile à silex remanié » (M) ne peut être faite sur une carte d'ensemble, car sur plusieurs feuilles de la carte géologique au 1 : 80 000^e les deux termes n'ont pas été séparés. Ceci tend à exagérer l'extension réelle des deux formations : argile et bief à silex.

Sur certaines cartes, d'autre part, les auteurs ont dû négliger de figurer cette formation lorsqu'elle paraissait très réduite, de telle sorte que l'extension apparente peut être plus réduite que l'extension réelle. Enfin, il n'est naturellement question que de l'extension *actuelle* ; l'érosion a-t-elle enlevé des masses d'argile à silex dans les régions où nous ne la trouvons plus actuellement ? C'est probable, mais nous ne pouvons apprécier dans quelle mesure.

En admettant cependant que les limites tracées soient assez justes, il importe maintenant de rechercher les causes de la localisation de l'argile à silex à l'intérieur de ces limites conformément à l'hypothèse formulée dans le chapitre précédent.

Ces causes résident naturellement dans l'histoire post-sénonienne du Bassin de Paris.

Après la régression de la mer sénonienne et l'exondation antérieure aux temps tertiaires, le Bassin de Paris a été le siège de multiples transgressions, avec accumulation de dépôts marins et continentaux, plus ou

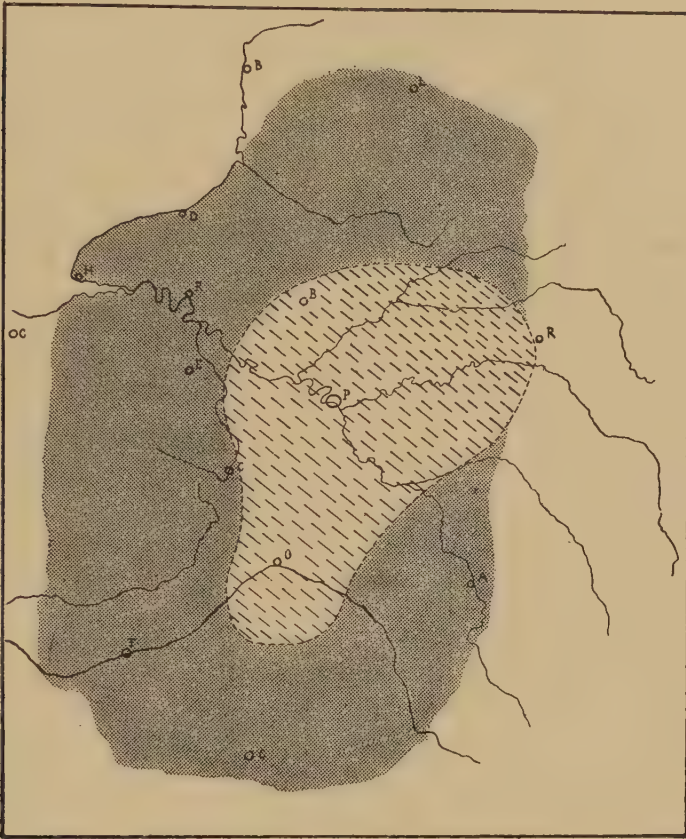


Fig. 19. — Schéma montrant la répartition des faciès des formations tertiaires et quaternaires dans le Bassin de Paris. Tirets diagonaux-faciès calcaires, argileux et sableux. Gris-faciès exclusivement sableux ou sablo-argileux.

moins détruits par les érosions ultérieures. Nous ne possédons que des données peu précises sur l'extension primitive réelle de chacun de ces dépôts. Mais ce qui importe ici, ce n'est pas tellement l'extension des étages stratigraphiques que la *distribution des faciès lithologiques*.

La carte ci-contre, établie d'après les données rassemblées par M. P. Lemoine dans sa « Géologie du Bassin de Paris », montre la distribution

schématique, dans l'état de choses récent et actuel, des deux groupes de faciès dans les limites du Bassin.

Il est intéressant de constater que les faciès calcaires et argileux, intercalés avec les sables, sont localisés dans le centre du Bassin de Paris, la périphérie étant occupée presque exclusivement par des séries tertiaires fort incomplètes dans lesquelles le faciès sableux est généralement le seul représenté (voir fig. 19).

Si l'on compare maintenant ce schéma avec la carte relative à l'argile à silex, on peut voir que l'extension des seuls faciès sableux, dans l'espace, coïncide d'une manière très satisfaisante avec l'extension de l'argile à silex, ce qui donne un bon appui à l'hypothèse émise.

Il subsiste néanmoins nombre de points obscurs, auxquels l'état actuel de mes recherches ne permet pas de répondre. Telles sont, par exemple, la présence possible de l'argile à silex sous l'îlot calcaire de l'Ile-de-France et de l'Orléanais, ou son absence dans la région immédiatement au Nord de Reims, etc.

Toutefois, ces incertitudes ne sauraient guère compromettre les résultats généraux de cette hypothèse, car on peut concevoir, pour ce qui est de l'Ile-de-France, que la formation de l'argile à silex se soit accomplie sous les premiers dépôts sableux (Thanétien, Sparnacien, Yprésien) au cours des périodes d'émersion antérieurs au Lutétien.

La conclusion générale qu'on peut tirer de l'extension des diverses formations ci-dessus est donc la suivante : *l'argile à silex proprement dite est développée sur la craie, là où celle-ci est, ou a été recouverte pour un temps par les formations tertiaires ou quaternaires à faciès essentiellement et exclusivement sableux. Son âge peut être variable, notamment là où on le trouve sous des terrains tertiaires variés.*

Il reste à examiner le problème de l'argile à silex en Champagne. Jamais la présence d'argile à silex n'a été signalée dans cette province ; de même nous ne savons rien sur l'extension antérieure des dépôts tertiaires ou quaternaires dans cette région, abstraction faite des alluvions dans les vallées des rivières et de quelques plaques de limons dans la région de Reims.

A vrai dire, ce problème me paraît insoluble, tout au moins pour le moment. Deux hypothèses sont possibles et rien ne permet de les départager.

Si nous admettons, comme l'ont fait certains auteurs, que la Champagne n'a jamais été recouverte par des formations post-crétacées, tout au moins pour sa grande partie, je peux supposer, conformément à l'hypothèse énoncée, que l'argile à silex ne s'y est jamais formée, faute de conditions géologiques appropriées.

Si, par contre, des formations post-crétacées avaient recouvert la Champagne à une ou plusieurs époques quelconques, il est très probable que

l'argile à silex s'y serait formée par la suite. Dans ce cas, il faut admettre que l'érosion intense, qui a suivi le soulèvement du pays, a dû profondément entamer cette région et disperser l'argile à silex avec toutes les couches sus-jacentes.

Plusieurs phases d'érosion subaérienne ou d'abrasions marines ont largement rompu la continuité des formations tertiaires dans le Bassin de Paris. Elles ont pu, en même temps, disperser l'argile à silex qui était subordonnée à ces formations. C'est ce qu'avait admis G. Dollfus pour expliquer l'absence d'argile à silex sous les formations marines dans les coupes qu'il a examinées.

La grande pénéplation miocène ou pliocène a, notamment, nivelé la surface du Bassin de Paris en arasant une grande partie des formations tertiaires de la périphérie, tout en conservant en de nombreux endroits une partie des dépôts éocènes et d'argile à silex, grâce à la structure et à la topographie du Bassin à cette époque.

S'il faut maintenant préciser l'âge stratigraphique de l'argile à silex, je dirai qu'elle peut être d'âge post-crétacé quelconque, sous les réserves faites dans les paragraphes précédents.

Il est en effet hautement probable qu'à chaque période continentale, la pluie tombant sur le terrain sableux perméable s'est infiltrée en partie dans ce sédiment, en provoquant une remise en mouvement et une migration des substances solubles et colloïdales. Les eaux ainsi chargées, arrivant à la surface de la craie, auraient tendance à la dissoudre et à y déposer les substances précipitables dans de telles conditions. Ces substances, jointes au « résidu insoluble » de la craie, auraient constitué l'argile à silex.

La probabilité de ce phénomène ne serait fonction que des conditions climatiques contemporaines de la formation de l'argile à silex. Apparemment, un climat aride, sec ou très froid, ne saurait le favoriser ; il faudrait donc rechercher dans l'histoire post-crétacée du Bassin de Paris des périodes continentales à climat humide, chaud ou tempéré, qui semblent plus favorables à la formation de l'argile à silex. Mais, comme je l'ai déjà dit, l'état actuel de nos connaissances ne permet pas d'aborder une telle analyse.

APPENDICE

COMPARAISON DE L'ARGILE A SILEX AVEC QUELQUES FORMATIONS SEMBLABLES, OU QUI LUI ONT ÉTÉ RATTACHÉES

1) A. de Grossouvre [61, 62], travaillant sur la feuille de Bourges au 1 : 320 000^e, a été l'un des premiers à signaler l'existence, dans les régions couvertes par cette feuille, d'étendues assez considérables d'une roche spéciale, qu'on attribuait à tort, selon lui, à l'argile à silex de décalcification. Cette roche, était exploitée par endroits, et depuis fort longtemps, par les céramistes, en particulier pour fabriquer des cazettes.

Ayant constaté la différence profonde de cette roche, blanche, pulvérulente, renfermant de 70 à 80 % de silice, avec l'argile à silex normande, de Grossouvre avait admis qu'il s'agissait effectivement de deux formations distinctes, et, pour éviter toute confusion, il avait proposé de la désigner par le nom spécial de *vierzonite à silex*, cette roche étant, en particulier, bien représentée aux environs de Vierzon.

Il avait également admis que, si l'argile à silex doit être considérée comme un produit de décalcification de la craie sur place, il n'en est pas de même pour la vierzonite, laquelle serait un dépôt formé par épigénie de la craie par la silice.

Cette formation a été, plus tard, étudiée par M. L. Cayeux [47] et M. Randoïn. Ces deux auteurs sont d'accord pour la considérer comme un produit de décalcification de la craie et cherchent à expliquer les différences qu'elle présente avec les argiles à silex de l'Ouest et du Nord du Bassin de Paris, par les *différences de faciès de la craie* qui a subi la décalcification.

Ainsi, M. Cayeux pense que, pour ce qui est de l'argile à silex, recouvrant la craie blanche proprement dite, elle provient dans le Nord et l'Ouest d'une craie chargée en Bryozoaires, tandis que l'argile à silex si particulière du Sud du Bassin de Paris « dérive de gaizes, de spongolithes calcarifères, de craies riches en spicules d'éponges, en spongiaires et cherts, et renfermant peut-être des accumulations de spicules non consolidées. » Il estime, en outre, que la décalcification serait le point de départ d'une nouvelle génération de silice et d'une silicification de la roche.

L'étude chimique de cette roche a montré que la teneur en alumine est

variable dans de larges limites : 2 % (Al. Brogniart), 5 à 6 % (Randoin), 9 à 15 % (de Grossouvre), 21 à 27 % (Cayeux). Il en est de même pour la silice : 97 % (Al. Brogniart), 70 à 80 % (de Grossouvre), 59 à 66 % (Cayeux). La quantité de fer semble être infime ou très faible. Dans les analyses publiées par M. L. Cayeux, Fe_2O_3 n'atteint pas 2%.

L'étude micrographique de cette roche, faite par M. L. Cayeux, a démontré que la roche est essentiellement constituée de silice globulaire, de spicules d'éponges et d'une poussière ultra-fine, légèrement teintée et agissant tout entière sur la lumière polarisée ; elle n'a pu être déterminée spécifiquement. Parmi les minéraux argileux, M. L. Cayeux signale la présence de la leverrierite, mais d'une manière tout à fait accessoire. M. Randoin a pu déterminer également la présence du quartz, glauconie, zircon, anatase et muscovite.

M. L. Cayeux conclut en disant que ces formations devraient être désignées, selon le cas, comme *argile siliceuse à cherts* ou *silice argileuse à cherts*, estimant que l'élément argileux est toujours assez important pour être mis en évidence.

Posé d'une telle façon, le problème de la silice argileuse à cherts du Sud du Bassin de Paris, ne me paraît nullement incompatible avec l'hypothèse sur la genèse de l'argile à silex, émise dans le chapitre précédent.

Me rangeant à la conception de M. L. Cayeux et considérant la silice argileuse à cherts comme le produit de la décalcification superficielle, à nu ou sous un faible recouvrement d'humus, de couches de craie riches en éléments siliceux, je la rapprocherais volontiers des sables crayeux dont j'ai observé la naissance dans de telles conditions dans l'Ouest et l'Est du Bassin de Paris, à partir de craies blanches, relativement pauvres en éléments siliceux.

D'ailleurs les deux formations, silice argileuse à cherts et argile à silex, semblent pouvoir coexister. J'ai trouvé, en effet, à Bléré (Indre-et-Loire), dans les poches de la craie de Villedieu, une argile à tout point de vue semblable à l'argile à silex typique de Normandie, caractérisée par la présence du minéral E bien évolué.

Il est d'autre part probable que, dans des conditions favorables, les deux formations peuvent se rapprocher beaucoup par leurs constituants essentiels. Quelques échantillons prélevés dans la commune de Faverolles (Loir-et-Cher), m'ont, en effet, montré du minéral E naissant dans une silice argileuse typique.

2) J'ai cru utile d'examiner — pour comparaison — deux échantillons d'argiles pris dans des poches de calcaires jurassiques. L'un provient du Bathonien supérieur (Bradfordien) des environs d'Ouistreham (Calvados); l'autre du calcaire lusitanien à quelques kilomètres Est du Blanc (Indre).

L'étude au microscope, ainsi qu'un spectre de Rayons X, effectué pour

l'argile d'Ouistreham (voir tableau VI), ont montré que ces argiles sont tout à fait identiques, de par leur constituant essentiel (minéral E), à l'argile à silex.

L'intérêt de ce rapprochement est considérable, car il permet la généralisation suivante :

Les formations argileuses très particulières, caractérisées par le minéral E, et dont l'argile à silex serait un représentant, ont une vaste extension dans les limites du Bassin Parisien ; ces formations, abstraction faite des silex, sont sensiblement indépendantes de la nature du substratum, *pourvu que celui-ci soit une roche calcaire.*

3) La *terra rossa* des pays méditerranéens a beaucoup de caractères communs avec l'argile à silex. N'ayant pas fait d'études spéciales sur la *terra rossa*, je m'abstiendrai de faire une comparaison détaillée entre les deux formations ; cependant, il est intéressant de tenter quelques rapprochements.

On admet assez généralement que la *terra rossa* est une terre résiduelle, formée aux dépens des calcaires très purs dans des conditions climatiques spéciales (été chaud et sec, hiver pluvieux). Parmi plusieurs hypothèses imaginées pour expliquer comment un tel dépôt a pu se former, je vais en noter deux.

Reifenberg [25] pense que la silice colloïdale, formée par hydrolyse au sein du calcaire, peptise les hydroxydes de fer et d'aluminium, toujours présents dans le calcaire, quoique en quantités souvent infimes. Pendant la sécheresse estivale, lorsque l'évaporation l'emporte sur l'infiltration, il se produit des courants ascendants d'eau renfermant des pseudo-solutions ; ceux-ci coagulent à la surface en donnant naissance à la *terra rossa*. Pour Reifenberg ce processus serait sensiblement analogue à celui qui aboutit à la formation de la latérite.

Blanck [3] admettait, par contre, que la plus grande partie du fer était apportée de l'extérieur, le calcaire ne pouvant contribuer qu'en proportions infimes à ce dépôt.

Enfin, M. V. Agafonoff [2], ayant observé que la terre rouge pénètre dans les poches et dans les fissures les plus fines du calcaire sous-jacent, soutient que les hydroxydes colloïdaux de fer et d'aluminium et la silice qui la forment ont été importés du dehors *per descensum*.

En résumé, on peut dire que les solutions apportées au problème de la *terra rossa* sont actuellement aussi incomplètes que celles qui ont trait à l'argile à silex. L'aspect, la composition chimique et les conditions géologiques de gisement sont très voisins pour les deux formations ; je pense donc qu'une étude comparée pourrait faire beaucoup pour la résolution des questions liées à l'une comme à l'autre.

TROISIÈME PARTIE

BIEF A SILEX

Le problème du bief à silex est fondamentalement distinct de celui de l'argile à silex et nécessiterait à lui seul des études très étendues. Ces études devraient surtout envisager la *cartographie* du bief à silex et sa *constitution minéralogique*. Cependant, comme les deux formations ont souvent été confondues, ou que le bief était considéré comme dépendant de l'argile à silex, il est indispensable de donner ici un aperçu d'ensemble du problème du bief à silex.

De Mercey et Gosselet [71, 60] avaient déjà proposé de réserver le nom de *bief à silex* aux dépôts essentiellement sablonneux et grumeleux avec silex, et pour lesquels le nom d'*argile* semblait impropre. Il me paraît justifié de reprendre cette proposition, ainsi que je l'ai déjà indiqué dans la Deuxième Partie de ce travail (p. 40), au lieu d'introduire des termes nouveaux.

Le bief à silex serait donc une formation essentiellement constituée par du sable quartzeux, des silex concassés à angles émoussés, tout au moins dans les fractions grossières, parfois arrondis et même roulés, et une proportion plus ou moins grande de substance argileuse.

Partout où je l'ai vu, il se présente comme une *formation meuble* très chargée en silex concassés¹. La couleur de l'ensemble de la roche est très variable : du blanc ou du jaune pâle au brun rougeâtre assez foncé.

Vus de plus près, ceux des biefs à silex que j'appellerai dans la suite *biefs à silex supérieurs* apparaissent comme étant constitués par des

1. Ceci me paraît être un caractère important des biefs. Il est intéressant de noter que les biefs sont exploités dans de nombreux endroits du Bassin de Paris pour les silex ; les argiles à silex ne le sont jamais. La raison en est non seulement le plus grand volume, sous lequel se présentent les biefs, mais surtout la facilité d'extraction et du traitement, résultant justement de son état meuble et du concassage naturel des silex.

fragments de minéraux et de roches et des grumeaux ou agrégats plus ou moins cohérents de diverses substances.

Les minéraux individualisés des fractions grossières sont exclusivement les silex et le quartz ; à côté, on trouve parfois des fragments de meulières, de grès, etc. Les grumeaux sont de nature double. On distingue, d'une part, des grumeaux formés de la pâte des argiles à silex (minéral E essentiellement) et, d'autre part, des grumeaux constitués de grains de quartz, de silex et de quelques autres minéraux agglomérés par une poussière extrêmement fine de quartz, d'hydroxyde de fer et parfois du minéral E.

Je n'ai pu mettre en évidence, dans ces grumeaux, aucune matière de néoformation pouvant jouer le rôle de ciment. Vue au microscope, la fraction la plus fine ne montre qu'une quantité très faible de matières, argileuses ou autres, qui pourraient jouer ce rôle. Néanmoins, les grumeaux sablonneux ont suffisamment de cohérence pour résister au tamisage même prolongé et assez brutal. Par contre, ils se désagrègent spontanément et très rapidement dans l'eau. Les grumeaux d'argile sont encore plus résistants à la trituration et à la désagréation par l'eau.

Les silex des biefs sont, blancs laiteux, gris, fauves, rouges ou noirs. Ces différentes variétés proviennent, selon toute vraisemblance, de différents niveaux de la craie ; elles peuvent coexister dans un même gisement de bief (par exemple aux environs de la Loupe, Eure). Leur état de concassage et d'usure est également variable, comme je l'ai déjà dit, même dans un seul gisement.

Les grains de quartz sont généralement hyalins, purs, mais j'en ai trouvé de roses (Serquigny, Eure), ainsi que des quartz avec inclusions de fines aiguilles de rutile probablement (Broglie, Eure). Une partie des grains de quartz est parfois pigmentée de jaune clair.

Les dimensions des grains varient dans des limites très larges : on passe souvent dans un même gisement de grains atteignant 7-8 mm. à une poussière très fine, visible aux forts grossissements seulement. L'état d'usure est très avancé pour les gros grains et diminue avec la dimension : les grains très petits sont souvent anguleux.

Le minéral E est soit en grumeaux, soit en grains isolés, indubitablement détritiques. Son état d'évolution est variable, mais le plus souvent très avancé.

L'hydroxyde de fer se présente en grains détritiques presque isotropes, rouges, ou en mince pellicule enveloppant et pigmentant les grains de quartz.

Les autres minéraux que j'ai pu identifier sont tout à fait subordonnés aux précédents ; ce sont : la glauconie, la kaolinite, la tourmaline et le zircon.

Il est d'usage courant d'étudier les formations sédimentaires meubles

par les méthodes dites d'analyse mécanique. Cette analyse a pour but le fractionnement par grosseur des constituants du sédiment meuble, le graphique des dimensions des grains (courbe des fréquences) devant permettre de déterminer les conditions du dépôt, c'est-à-dire l'agent du transport des matériaux.

J'ai donc essayé d'appliquer cette méthode à l'étude du bief à silex, mais elle s'est avérée inopérante pour les raisons suivantes.

Avant de procéder à l'analyse proprement dite (fractionnement par tamisage, par décantation, etc.), on soumet généralement les échantillons au délayage dans l'eau (souvent en présence de substances péptisantes) et même à une légère trituration, en vue de *détruire* les grumeaux pouvant exister dans la roche. Il faut ajouter qu'un tel procédé détruit non seulement les grumeaux, mais également les grains de minéraux tendres, tels que les minéraux argileux, qui passent en plus grande partie dans les fines (« argile » des pédologues). On n'analyse donc que les grains des minéraux résistants, pratiquement le seul quartz. Sans grande erreur, on peut dire que les analyses mécaniques se rapportent presque exclusivement au quartz, tous les matériaux argileux passant dans la fraction colloïdale.

Reconnaissant les défauts de tels procédés, certains auteurs ont essayé de ne pas détruire les particules peu résistantes contenues dans les dépôts. Ainsi M. Demolon [7], opérant dans des conditions très spéciales, cherchait à définir la *texture réelle* des sols.

Ayant constaté la présence, dans le bief à silex supérieur, de grumeaux formés de la pâte des argiles à silex, de caractère indubitablement détritique, j'ai admis que l'analyse mécanique avec destruction préalable de ces grumeaux ne pouvait correspondre à aucune réalité. On ne pouvait procéder que par un tamisage ménagé et *à sec*. D'autre part, la présence de grumeaux sablonneux, qui ne sont certainement pas de caractère détritique, mais résistant assez bien au tamisage ménagé et à sec, faussait les résultats d'une telle analyse. Je conclus donc que l'analyse mécanique, telle qu'elle est pratiquée actuellement, n'est pas applicable à la totalité des biefs à silex.

Cependant, une telle analyse, faite en toute connaissance de ses défauts, est toutefois susceptible de fournir quelques indications intéressantes. Je les résumerai brièvement ci-dessous.

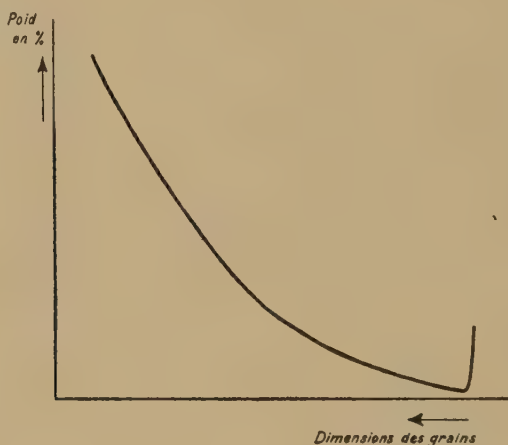
Les silex constituent la presque totalité de la fraction > 10 mm. et une grande quantité (en poids) est représentée par des silex de 30 à 50 mm et davantage. Leur nombre diminue par contre, brusquement, au-dessous de la maille de 3 mm.

Les quartz, peu abondants dans les fractions grossières, augmentent rapidement avec la diminution de la maille du tamis, pour constituer la presque totalité des fractions inférieures à 0.1 mm.

La quantité des grumeaux d'argile diminue, en même temps qu'augmente la quantité de quartz.

D'après ce qui a été dit, on ne peut se faire qu'une représentation approchée de la distribution des éléments par grosseurs. Si l'on évalue sommairement la quantité des grumeaux sableux et leur constitution, il devient possible de tracer un graphique d'analyse mécanique du bief à silex, qui est une courbe « idéale », dans laquelle abstraction a été faite des inflexions secondaires. Elle se résume ainsi : deux maxima, l'un au-dessus de la dimension 10 mm., l'autre au-dessous de 0.1 mm., séparés par un minimum se situant entre 0.1 et 0.2 mm. (Tableau XXI).

TABLEAU XI.



La courbe ainsi tracée peut, malgré ses imperfections, nous donner une idée de l'agent de transport qui a accumulé ces dépôts, sous réserve, bien entendu, de tenir compte de l'état d'usure des éléments et de la présence des grumeaux détritiques d'argile.

Il me semble qu'on peut expliquer de telles formations en les considérant, soit comme *dépôts d'inondations*, soit comme *nappes de déjection* ou de *solifluxion*. Pour des raisons que j'exposerai dans la suite, je suis enclin à admettre la dernière hypothèse, et je me les représente comme des coulées de boues épaisses, constituées surtout de sables, avec une proportion plus ou moins grande de matières argileuses et calcaires, et de nombreux fragments de silex en suspension.

L'origine des éléments constituant du bief à silex reste pour une grande partie obscure.

Les silex proviennent indubitablement de la craie, et de différents

niveaux de la craie, mais il est hautement probable que tous ne proviennent pas *directement* de la craie. L'état d'usure et d'altération variable, ainsi que le calibrage, fait supposer qu'une partie tout au moins de ces silex proviendrait de quelques dépôts post-sénoniens préexistants.

Malheureusement, les hypothèses qui pourraient aider à les identifier sont très mal fondées : j'indiquerai néanmoins, mais sous toutes réserves, que suivant les régions ces dépôts pourraient être : les conglomérats à la base du Thanétien, du Sparnacien (?) ou du Stampien, ou encore l'argile à silex, ou le bief à silex *antérieur*.

Le quartz peut provenir de la craie (une partie des fractions fines) et de dépôts tertiaires très différents, les formations sableuses étant abondamment représentées dans tout le Bassin de Paris. Quand aux grains quartzeux de grand diamètre (pouvant atteindre 8 mm.), il semble qu'on peut chercher leur origine dans les dépôts du Burdigalien (Sables de Lozère, Sables d'Orléanais) ; s'il en est bien ainsi, c'est là une indication précieuse au moment d'aborder le problème de l'âge des biefs à silex.

Enfin, les grumeaux argileux à minéral E proviendraient, selon toute vraisemblance, des argiles à silex.

S'il faut essayer de déterminer l'âge géologique probable des biefs à silex, le problème devient singulièrement difficile.

D'après les descriptions de gisements qu'on trouve dans la littérature, et d'après mon expérience personnelle, je suis conduit à penser qu'il existe *deux* biefs à silex d'âge différent.

Les coupes de terrain, qui mettent en évidence les relations stratigraphiques du bief à silex, sont, semble-t-il, d'une grande rareté.

Dans une note publiée en commun avec M. R. Furon [39], nous avons donné une coupe suivante, relevée à Broglie (Eure), sur la rive gauche de la Charentonne (fig. 20).

Nous avons proposé d'appeler « bief à silex » les dépôts sablo-argileux à silex qui surmontent les sables et grès attribués au Stampien [9 *bis*]. Ceci serait, d'après mon idée, le *bief supérieur* et je suis tenté de considérer les « sables argileux fauves avec silex » de notre coupe, comme le *bief inférieur*.

Cette coupe montrerait donc les deux biefs, séparés par les dépôts stampiens.

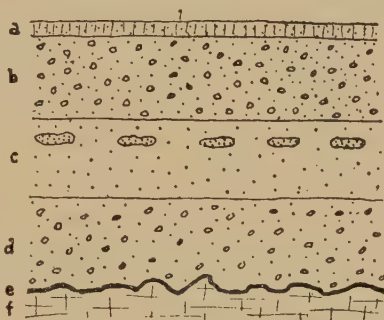


Fig. 20. — Carrière Carpentier, Broglie (Eure). a) limon ; b) sables argileux à silex (bief supérieur) ; c) sables et grès stampiens ; d) sables argileux fauves avec silex (bief inférieur) ; e) argile à silex ; f) craie.

Il semble, d'après les données de la littérature, que, dans le Nord de la France, on puisse trouver des coupes semblables. Personnellement, je n'ai pas pu étendre mes études sur ces régions.

L'âge géologique du bief inférieur est plus difficile à préciser que celui du bief supérieur.

Il serait anté-stampien dans la région étudiée par M. R. Furon et par moi. Dans le Nord, il existe un bief que les géologues régionaux (Gosselet, Barrois) considéraient comme anté-landénien.

D'après les descriptions données par Dollfus pour la Beauce, je pense qu'une partie tout au moins de son « argile à silex » doit être considérée comme du bief, qui pourrait être anté-chattien et probablement anté-stampien dans cette région ; pour les mêmes raisons, on peut croire qu'il existe un bief anté-thanétien dans le Thymerais et le Perche (Hébert). Mais dans beaucoup d'autres régions, où le bief n'est pas recouvert par une formation tertiaire, il n'est pas encore possible de distinguer le bief inférieur du bief supérieur.

J'admets volontiers qu'il doit exister des biefs à silex d'âges géologiques différents. Cependant, en première approximation, il semble utile de n'envisager que deux subdivisions majeures. Dans ce cas, l'âge des biefs inférieurs doit être considéré comme antérieur à la plus ancienne formation tertiaire qui les surmonte. Il serait donc *anté-tertiaire*, correspondant à la grande époque continentale qui sépare les derniers dépôts crétacés des premiers dépôts éocènes¹. Ceci cadre tout à fait avec les opinions de la plupart des anciens géologues, qui, comme nous l'avons vu, admettaient que l'« argile à silex inférieure » était antérieure à toute la série tertiaire.

Il me semble que l'âge géologique du bief à silex supérieur peut être déterminé avec plus de précision.

M. R. Furon et moi-même, nous fondant sur la position stratigraphique et sur la présence de fragments de meulière et de grès, avons défini ce bief comme post-oligocène. S'il est vrai que les gros quartz qu'il contient proviennent des sables de l'Orléanais et de Sologne, le bief supérieur serait d'âge post-burdigalien. Sa limite supérieure serait précisée par les limons, seule formation qui recouvre le bief supérieur. Les limons étant considérés comme quaternaires (moustériens et post-moustériens), le bief supérieur se placerait entre le Burdigalien et le Quaternaire. Telles seraient les relations stratigraphiques du bief supérieur dans les vastes régions de la Normandie.

1. Dans cet exposé, je ne tiendrai pas compte du *Montien* du Bassin de Paris. Les dépôts attribués à cet étage par certains auteurs sont très localisés et leur signification ainsi que leur âge géologique sont encore discutés. Par cette abstraction, j'admets que les derniers dépôts crétacés sont du *Maestrichtien* et les premiers dépôts tertiaires du *Thanétien*.

D'autre part, si le bief à silex, contre lequel s'appuient les sables de Saint-Prest, près de Chartres, peut être considéré comme bief supérieur, sa limite stratigraphique supérieure serait le Pliocène terminal (Saint-Prestien).

En rapprochant ces considérations des idées des anciens géologues, qui admettaient l'existence dans le Nord comme dans l'Ouest du Bassin de Paris d'une « argile à silex » (bief à silex) postérieure à toute la série tertiaire (diluvium de d'Archiac), on peut voir que l'accord est assez satisfaisant.

Je veux maintenant essayer d'esquisser les conditions paléogéographiques de la formation des biefs à silex.

Depuis le début des temps secondaires et jusqu'à l'époque actuelle, le Bassin de Paris se présente, tantôt comme une mer épicontinentale, n'atteignant vraisemblablement jamais des profondeurs notables¹, mais dont le fond en voie de subsidence reçoit des épaisseurs de sédiments assez considérables, tantôt, dans les phases d'exondation, comme une vaste plaine toujours peu accidentée.

Quelle que soit sa véritable définition, il joue le rôle d'une *cuvette synclinale entourée d'anciens massifs*, dont trois — le Massif Normand (dépendant du Massif Armoricaïn), le Massif Ardennais (dépendant du Massif Rhénan), et le Massif Central avec le Morvan — ont pour nous une importance primordiale.

On peut avancer diverses hypothèses pour expliquer le mécanisme de la tectonique du Bassin ; mais toute son histoire se réduit à celle des mouvements de ces trois massifs : il semble que leur exhaussement accentue le caractère synclinal de la cuvette, en provoquant une régression de la mer en surface, accompagnée d'un approfondissement axial ; par contre, leur enfoncement entraînerait des transgressions étendues. Enfin, l'exondation de tout ou partie de la région, introduit une période continentale, avec laquelle paraît souvent coïncider une phase d'activité tectonique accrue, et une phase de l'érosion.

Constitués définitivement à l'époque hercynienne, ces massifs montrent dès le début des temps secondaires une tendance générale à l'exhaussement. S'ils sont envahis par les mers post-hercyniennes, ce n'est qu'en partie, et pour des périodes relativement courtes ; ils sont ensuite périodiquement débarrassés de leur couverture sédimentaire par l'érosion.

Cette tendance à l'exhaussement doit être fort ancienne, et il est remarquable de noter sa persistance à travers tous les temps secondaires, tertiaires et quaternaires. Bien entendu un tel exhaussement n'est pas

1. Ceci ressort en particulier des études devenues classiques de M. L. Cayeux sur la Craie du Bassin de Paris.

continu ; il est interrompu par des mouvements en sens contraire, pour reprendre ensuite et porter ces régions à des altitudes relatives de plus en plus élevées. De ce fait, l'érosion toujours active entame de plus en plus ces massifs anciens.

Pour la question traitée ici, il est intéressant de reprendre l'histoire des trois massifs et de la cuvette synclinale du Bassin de Paris à partir du début du Crétacé supérieur.

Ce début est marqué par un enfoncement relatif des anciens massifs et par la grande transgression cénomaniennne, qui a, notamment, envahi largement l'axe de l'Artois (à peine recouvert par la mer albienne) et établi une nouvelle communication entre le Bassin de Paris et l'Atlantique par la basse vallée de la Loire actuelle.

Les faciès littoraux dans le Sud, l'Ouest et le Nord du Bassin permettent de penser que les trois massifs n'étaient pas complètement recouverts par la mer ; par contre, les faciès les plus profonds indiquent que la plus grande profondeur de la mer cénomaniennne se trouvait réalisée suivant un axe grossièrement Nord-Ouest-Sud-Est et passant par le centre du Bassin.

Le même régime persiste, avec de minimes variations, pendant tout le Crétacé supérieur.

Les études de M. L. Cayeux [46] montrent que les mers du Crétacé supérieur étaient assez peu profondes (mers épicontinentales à caractère néritique), n'excédant guère 200 m de profondeur, et qu'il y eut un approfondissement progressif des mers jusqu'au Sénonien supérieur. Cet approfondissement aurait été interrompu par deux reprises à la limite Turonien-Sénonien et Emschérien-Aturien. Enfin, M. L. Cayeux a pu mettre en évidence des pulsations très intéressantes dans la région littorale du Massif Ardennais pendant le Turonien et le Sénonien, se traduisant par des lacunes dans la série stratigraphique.

La mer aturienne débordait assez largement sur la Belgique et la partie Nord des Ardennes, mais on admet généralement que la mer aturienne était en régression par rapport à la mer emschérienne, tout en la dépassant en profondeur, ce qui indiquerait une accentuation du caractère synclinal du Bassin de Paris et un exhaussement de ses régions périphériques Ouest, Sud et Est. Si cette supposition est exacte, on doit conclure à une reprise d'exhaussement des anciens massifs Normand, Central et Rhénan (en partie seulement pour ce dernier), ou, si l'on veut, à une *phase sénonienne de déformation*.

Nous avons des preuves bien plus apparentes et solides de l'existence de *plissements anté-thanétiens* à la périphérie du Bassin de Paris, après le retrait de la mer crétacée.

En 1860-1861, Hébert fut conduit à admettre que, dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris, tout un cycle de plissement et d'érosion se situe entre

l'émersion post-sénonienne et les premiers dépôts tertiaires, qui, pour lui, étaient représentés par l'argile à silex ; son but était d'ailleurs d'expliquer les dénivellations considérables de cette formation.

Si ses arguments stratigraphiques au sujet d'« argile à silex » ne



Fig. 21. — Schéma montrant le fond de la mer thanétienne et l'état probable de la pénéplanation anté-tertiaire.

Pointillé : anté-Turonien ; *hachures horizontales* : Turonien ; *verticales* : Emschérien ; *diagonales* : Aturien ; *ligne grasse* : limite méridionale des dépôts thanétiens marins. Rivage et cours d'eau actuels.

peuvent plus être admis par suite de l'évolution des idées à ce sujet, son hypothèse de plissements et d'érosion reste valable et peut être démontrée par l'analyse de la feuille de Nogent-le-Rotrou de la Carte Géologique au 1 : 80 000^e. On y voit, en effet, à l'Est de la ville de

Nogent, des sables d'âge sparnacien transgressifs et discordants sur diverses étages du Crétacé supérieur, en particulier sur le « roussard » cénomanien. Comme nous avons des preuves très solides de l'extension du Turonien et du Sénonien inférieur dans la région (des petits lambeaux de ces dépôts ont été conservés aux environs de Nogent même), la présence de ces sables transgressifs constitue une démonstration excellente de l'hypothèse d'Hébert. Toutefois, l'âge du plissement dans la région ne peut être défini que comme anté-sparnacien et post-sénonien inférieur.

Dans le Nord de la France, nous pouvons préciser davantage l'âge des plissements post-sénoniens. La figure 21 ci-dessus est un schéma du fond de la mer thanétienne, reconstitué d'après la Carte Géologique au 1 : 80 000^e de cette région ; il indique que le Thanétien transgressif repose en discordance marquée sur les divers étages du Crétacé, notamment du Crétacé supérieur. Une telle disposition ne me paraît explicable que par l'hypothèse de l'existence d'un cycle de plissement et d'érosion anté-thanétien. Ces phénomènes doivent donc se situer *pendant la grande période continentale qui sépare la dernière régression de la mer Crétacée de la première transgression tertiaire*.

Dans l'Est et le Sud-Est du Bassin de Paris, l'existence de tels plissements n'est pas aussi apparente du fait de l'absence de dépôts éocènes dans ces régions. Cependant, il y a lieu de penser que le phénomène d'exhaussement était général, et avait également atteint ces régions. Elles formaient tout au moins des plateaux surélevés que la mer thanétienne, ni les autres transgressions marines tertiaires, à l'exception peut-être de la transgression stampienne, n'ont pu recouvrir. Ainsi, « ... en quelques points comme aux environs du Mont-Aimé, la craie formerait falaise au-dessus des couches lacustres qui représentent le Thanétien, de sorte que là on ne peut guère avoir de doute sur la position du littoral » [14].

S'il reste discutable que les trois massifs ont participé à la surrection générale à la même époque exactement, il reste néanmoins probable que la reprise d'activité de l'exhaussement à la fin de l'époque emschérienne s'est poursuivie et s'est même accentuée pendant l'Aturien et pendant la période continentale pré-thanétienne.

Partant de ces idées, j'ai essayé de représenter très schématiquement l'état topographique de cette période continentale. Ce schéma est donné par la figure 22.

Il représente donc le cadre paléogéographique dans lequel se serait formé le bief à silex inférieur.

L'activité de l'érosion qui a immédiatement suivi l'exondation du Bassin de Paris a été fonction de la surrection et de la proximité du niveau de base local. Le développement du bief à silex sur le pourtour

du Massif Normand et de l'Ardenne pourrait nous donner une idée du système de drainage du Bassin de Paris à cette époque ; on remarquera que les principaux collecteurs se situeraient à peu près sur l'emplacement des cours actuels de la Somme, de la Seine et sur la Beauce parallèlement au cours moyen de l'Eure.

L'érosion anté-thanétienne a vraisemblablement abouti dans le Nord à une pénélplanation avancée. Il y a lieu de penser que le nivellement du relief n'est pas le résultat d'une abrasion marine ; la transgression de la mer thanétienne semble avoir été un débordement sans violence, ayant même respecté, en des nombreuses localités, la formation meuble qu'est le bief à silex.

En résumé, après l'exondation post-crétacée du Bassin de Paris et l'exhaussement des massifs anciens périphériques, alors recouverts d'un manteau de craie, l'érosion a commencé à entamer ceux-ci et a déposé sur de vastes surfaces des nappes de déjection, qui nous sont conservées par endroits sous la forme des biefs à silex inférieurs.

Si ce phénomène paraît se situer entre le Crétacé et le Thanétien dans le Nord, les dépôts de l'Ouest et du Sud ne sont pas nécessairement tout à fait synchroniques de ceux du Nord.

Nous avons, en effet, des raisons de croire que la période continentale a été de durée beaucoup plus longue dans ces dernières régions, qui sont peut-être restées en grande partie exondées, depuis la fin du Crétacé jusqu'à l'époque actuelle.

A partir du début du Miocène inférieur, une nouvelle période continentale importante s'établit dans le Bassin de Paris, et la presque totalité de la région est restée exondée depuis. Certains auteurs (de Lapparent, de Margerie, Briquet) ont admis que l'érosion de cette période a abouti, à un certain moment, à la formation d'une pénéplaine.

Pour M. Briquet [42], cette pénéplaine aurait été réalisée au Pliocène supérieur et déformée ensuite. Plus tard (1931) M. Briquet a admis que la grande phase de pénélplanation dans le Bassin de Paris daterait de l'époque du Miocène supérieur.

La carte des déformations de la pénéplaine Pliocène (Miocène), établie par M. Briquet (fig. 23), nous montre l'existence de surélévations plus

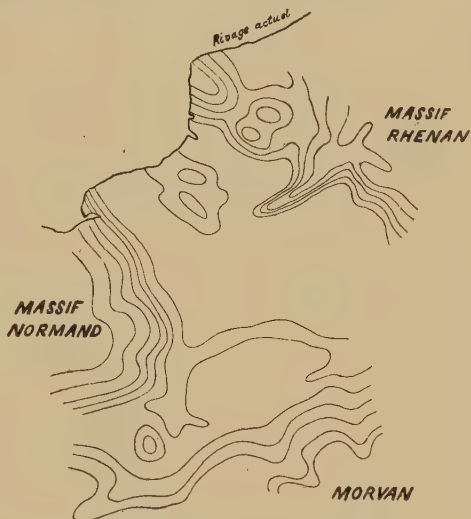


Fig. 22. — Schéma paléogéographique de la période continentale anté-thanétienne.

ou moins importantes du terrain sur la périphérie du Bassin de Paris. Ses analogies avec le schéma que j'ai dressé (fig. 22) sont remarquables, et laissent supposer qu'à une certaine époque du Pliocène, ou du Miocène, les conditions topographiques étaient très comparables à celles de la période continentale pré-thanétienne.

Les relations entre la pénéplaine miocène et le bief à silex seraient les suivantes :

M. Briquet fait passer la surface de la pénéplaine sur le bief, qui cor-

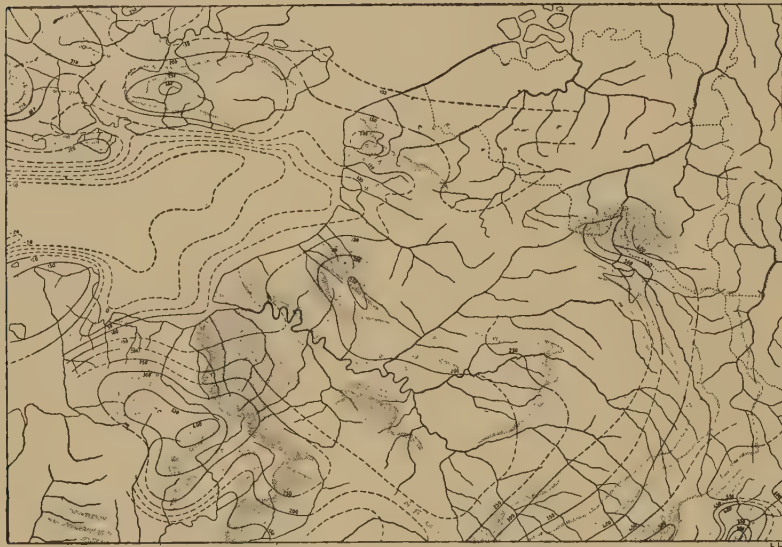


Fig. 23.

respondrait, tout au moins en partie, à ses « sédiments pauvres ». Le bief supérieur serait donc antérieur à la pénéplanation ou contemporain de la phase terminale du cycle d'érosion aboutissant à la pénéplaine miocène (2^e cycle d'érosion du Bassin Parisien de M. L. Lutaud ¹). Dans ce dernier cas, il représente un étalement en nappes, avec comblement des creux de la topographie, de coulées boueuses sur une surface quasi aplanie. Son âge serait donc miocène supérieur ou pontien.

Mais il semble qu'on peut également envisager le bief supérieur comme postérieur aux déformations de la pénéplaine miocène.

Dans cette hypothèse, il marque le début même de la reprise de l'érosion (début du 3^e cycle de M. L. Lutaud). En réalité il y a, probable-

1. Cours sur l'évolution morphologique du Bassin de Paris fait par M. L. Lutaud, Professeur à la Faculté des Sciences de Paris.

ment, eu continuité de formation du bief : il aurait commencé à se former vers la fin du Miocène (achèvement de la pénéplaine), et se serait poursuivi dans le Pliocène, grâce à l'accentuation des mouvements de déformation tectonique.

En résumé, le bief à silex supérieur est un terrain de transport et de remaniement de résidus d'altération de la craie et de certaines formations tertiaires. Il s'est étendu en nappes sur des surfaces séniles à la fin d'un cycle d'érosion poussé jusqu'à pénéplanation, ou au début même d'un rajeunissement, provoqué par les faibles déformations mio-pliocènes.

CONCLUSIONS

Le problème de l'argile à silex, et des autres formations que l'on comprend en général sous ce terme, a été abondamment étudié sur le terrain par les géologues, mais le nombre des études lithologiques et minéralogiques, au sens strict du mot, de ces formations est extrêmement réduit.

Quelles qu'en soient les causes, et j'en ai signalé les principales dans les Généralités, il en résulte, d'une part l'impossibilité de préciser et de définir l'objet même de l'étude, d'autre part, un large arbitraire dans l'emploi du terme *argile à silex*.

J'ai donc cru qu'avant tout, il était indispensable de savoir *ce qu'était cette argile à silex*. Une étude lithologique approfondie des diverses formations à silex s'imposait en premier lieu.

Ce travail m'a conduit à une *première conclusion* :

Il faut obligatoirement distinguer au moins deux groupes majeurs parmi les nombreuses formations à silex qui ont été jusqu'à présent englobées sous le nom collectif d'« argile à silex ».

Le premier groupe comprendrait les dépôts essentiellement constitués de masses argileuses empâtant les silex de la craie. On pourrait lui conserver le nom d'argile à silex.

Le deuxième groupe comprendrait les dépôts essentiellement constitués de sables quartzeux avec plus ou moins de matières argileuses et renfermant des silex concassés de la craie. Il conviendrait de lui réserver le nom de bief à silex.

Ce point étant acquis, je me suis attaché tout spécialement à l'étude du premier groupe, afin de préciser la nature minéralogique des constituants de l'argile à silex, et, en particulier, de son constituant argileux.

L'examen, au laboratoire, d'un grand nombre d'argiles à silex, de diverses provenances, m'a amené à une *deuxième conclusion*

Les argiles à silex sont constituées par une substance argileuse essentielle (minéral E), sensiblement identique dans toutes les roches étudiées et n'y différant que par son état d'évolution.

Il me fallait ensuite essayer de définir minéralogiquement le minéral E.

Les difficultés que j'ai rencontrées dans la résolution de ce problème ont été grandes. Elles tiennent, d'une part, à l'absence, dans l'arsenal des techniques lithologiques modernes, d'une méthode universelle pour la détermination des minéraux argileux ; d'autres part, au peu de connaissances que nous avons de ces mêmes minéraux.

Malgré les progrès considérables qui ont été faits dans cette voie par les minéralogistes pendant les quelques dernières années, les méthodes d'étude et la systématique même des minéraux argileux sont encore en état d'élaboration. Dans les cas complexes, en particulier ceux qu'offrent les roches, on est conduit à procéder par tâtonnements et par recoupements, en utilisant des méthodes différentes.

J'ai employé quatre techniques : l'analyse micrographique, l'analyse chimique, l'analyse thermique différentielle et l'analyse aux rayons X.

Ces quatre méthodes m'ont donné des résultats dont la concordance est très satisfaisante. On peut les résumer ainsi :

Le minéral E des argiles à silex se rapproche le plus, par l'ensemble de ses propriétés physiques et chimiques, des minéraux de la série isomorphe nontronite-beidellite de Larsen ; sa position, dans cette série, peut même être précisée en le désignant comme beidellite ferrière à déficit de silice.

Cette définition de la substance argileuse essentielle des argiles à silex semble adéquate, en première approximation, du point de vue de la statistique minéralogique, mais elle est très insuffisante pour le géologue et inacceptable du point de vue de la philosophie naturelle. Et ceci pour les raisons suivantes :

En suivant les idées de Wherry et Lindgren, j'ai admis que le minéral E était un métacolloïde. Or, j'ai eu l'occasion de citer ce dernier auteur lui-même, dans un paragraphe où il spécifie que ces corps « ne correspondent pas à la définition habituelle d'un minéral ».

Peut-on, en effet, considérer comme un *minéral défini* et lui attribuer un nom, une substance dont les propriétés physiques et la composition chimique sont essentiellement variables, même dans des limites assez restreintes ?

Cette substance que nous voulons, en outre, envisager comme *en état d'évolution*, c'est-à-dire n'ayant pas encore acquis ses caractères défini-

tifs, que nous ignorons autant que son état final d'évolution, diffère profondément par sa genèse et par son faciès, du minéral exactement déterminé dont nous voulons lui attribuer le nom. Ce serait, à mon avis, une erreur que de suivre cette voie. Les définitions auxquelles on aboutirait ainsi seraient en quelque sorte figées. Elles ne permettraient plus d'entrevoir l'essence même des phénomènes naturels qu'il s'agit d'étudier.

Il y a de fortes raisons de croire, en effet, que l'opale, par l'intermédiaire de la calcédonite ou de minéraux homologues, évolue, dans certaines conditions, vers le quartz. Les allophanes évolueraient aussi, pour certains auteurs, par l'halloysite, vers la kaolinite, etc. Mais on ne songerait pas, pour ce motif, à appeler « quartz » une opale, ou « kaolinite » une allophane.

La notion d'*espèce minérale*, telle qu'on l'entend encore actuellement, est intimement liée à l'idée de stabilité, par conséquent, d'un équilibre déjà atteint. C'est pourquoi, malgré certaines difficultés, elle conserve encore sa raison d'être pour les minéraux des roches éruptives, pour ceux des roches sédimentaires ayant subi la *diagenèse*, ou enfin pour certains minéraux capables d'atteindre assez rapidement leur état final d'évolution, par exemple l'aragonite, le sel gemme, etc. Il est probable, que les *vraies* « espèces minérales » se forment dans les systèmes pouvant être considérés comme *isolés*, tout au moins pendant la durée de formation des minéraux qui leur sont propres, par exemple, une coulée de lave, une source d'eau carbonatée, etc. Les produits finals de l'évolution de tels systèmes qui sont les « minéraux » deviennent, une fois l'isolement rompu, la proie du *métamorphisme*, au sens le plus large du mot, ou, plus spécialement, de l'*altération*, si nous parlons de phénomènes superficiels.

La courbe d'évolution du corps minéral présente alors une inflexion plus ou moins brusque, selon la rapidité de changement des conditions et de progression du métamorphisme.

La notion d'*espèce minérale* pourrait, en suivant cette idée, être graphiquement représentée ainsi (fig. 24).

Il est intéressant de noter que l'allure de cette courbe rappelle l'allure des courbes de changement des phases.

Sur cette courbe générale de l'évolution, tout ce qui est avant ou après le palier de stabilité B'B ne peut selon moi être légitimement qualifié d'*espèce minérale*.

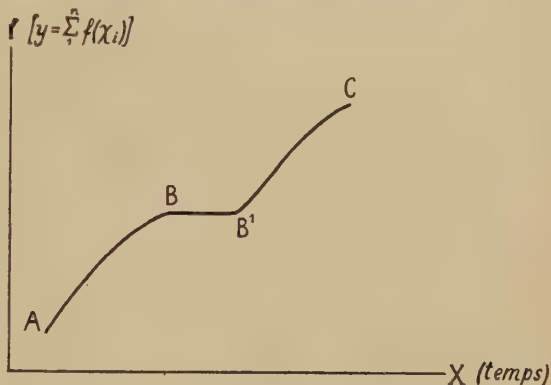


Fig. 24. — AB : courbe d'évolution primaire. — BB' : palier de stabilité ; fin de l'évolution primaire ; domaine de l'*espèce minérale*. — B' : inflexion du début du métamorphisme. — B'C : courbe d'évolution secondaire.

Or, les conditions mêmes de la biosphère supposent que, dans une très large mesure, nous n'y avons affaire qu'à des substances en voie d'évolution, c'est-à-dire n'ayant pas atteint ce palier de stabilité qui seul permettrait de leur attribuer le nom d'un minéral défini. Faudrait-il étendre la notion de l'espèce minérale à ces substances, ce serait commettre la même erreur que d'appeler « granite », un magma évoluant vers cette roche, ou l'arène granitique qui résulte de sa décomposition. D'ailleurs, l'état d'indifférenciation, d'instabilité et de variabilité, n'est-il pas un des caractères mêmes des phénomènes superficiels. Sommes-nous en droit de négliger ce principe fondamental pour des raisons peut-être uniquement scholastiques ?

M. V. Vernadsky [33], dans une remarquable synthèse, a pensé que les sols et les vases marines doivent être considérés comme des *corps naturels*, au même titre que les eaux douces et les organismes ; il me paraît qu'il en est de même pour ces formations superficielles, parmi lesquelles l'argile à silex, qu'on qualifie souvent à tort de « résiduelles ».

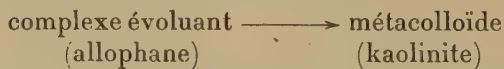
En outre, j'estime qu'il est plus conforme, au sens des phénomènes naturels qui sont en jeu, de considérer la substance argileuse essentielle des diverses argiles à silex comme étant foncièrement la même dans tous les cas étudiés (minéral E), malgré les quelques différences qu'elle présente, lesquelles sont certainement dues à des causes locales.

Ces considérations m'amènent à une *troisième conclusion* :

La substance argileuse essentielle — minéral E — des argiles à silex ne doit pas être considérée comme une espèce minérale définie. Elle représente un complexe en état d'évolution.

Par pure commodité elle est désignée sous le nom de complexe évoluant et caractérisée par ses principaux constituants ($\text{Si}_3\text{AlFe}, x\text{H}_2\text{O}$).

Pour généraliser cette idée, j'indiquerai que, si l'on veut réserver le nom de métacolloïde aux *espèces minérales* dont l'origine est colloïdale, la relation qui existe entre un complexe évoluant et le métacolloïde qui en résulte s'exprimerait par le schéma suivant :



Cette réaction pourrait également être cyclique ou réversible :



Le terme de complexe évoluant m'a été suggéré par la notion du « complexe absorbant »¹, terme introduit dans la pédologie par C. Guédroïtz. Pour cet auteur : « le complexe absorbant..... représente la partie active

1. Il serait plus correct, actuellement, de parler du « complexe adsorbant ».

du scl, dans laquelle est surtout concentrée l'activité chimique du sol et en particulier sa capacité de réactions d'échange de bases..... » [8].

La question de l'état physique du complexe adsorbant n'est pas encore tranchée. Certains auteurs tendent à le considérer comme essentiellement colloïdal ; d'autres, par contre, en se fondant surtout sur l'étude aux rayons X [10], admettent qu'il est essentiellement cristallin.

Je suis enclin à penser que, abstraction faite de la partie organique (humique) des « complexes adsorbants », sa partie minérale n'est autre chose que le complexe évoluant, tel que je l'ai défini ici. J'ai, en effet, des raisons de croire que les complexes du type « minéral E » se développent également dans certains sols.

J'ai cherché, ensuite, à éclaircir l'origine et la genèse de l'argile à silex, en me fondant sur celles qui sont probables pour ses constituants.

L'hypothèse la plus admissible pour le moment semble être celle où l'on considère la substance argileuse de l'argile à silex comme d'origine *mixte* (*colluviale*). Cette substance se formerait par un processus analogue à la « podzolisation » des pédologues. La roche ne devrait donc plus être considérée comme *résiduelle*.

Étant donné l'influence capitale qu'a le milieu ambiant sur une roche en voie de formation, j'ai essayé de préciser les propriétés de ce milieu pour l'argile à silex.

Je suis ainsi arrivé à une quatrième *conclusion* :

L'argile à silex ne peut pas être caractérisée par une espèce minérale définie, mais par son complexe évoluant.

L'argile à silex est une argile colluviale.

Le milieu physico-chimique de formation de l'argile à silex est caractérisé par les substances qui proviennent de la dissolution de la craie par les eaux d'infiltration — ions CO_3H_- et Ca_{++} essentiellement, — c'est-à-dire de la décalcification de la craie.

J'ai cru indispensable de retenir tous ces éléments dans la définition générale de l'argile à silex.

Enfin, après avoir étudié l'extension géographique de l'argile à silex et ses relations stratigraphiques, je suis arrivé à une *cinquième conclusion* qui peut se formuler ainsi :

L'extension géographique de l'argile à silex est liée à celle des faciès sablo-argileux du Tertiaire et du Quaternaire du Bassin de Paris.

L'état actuel de nos connaissances ne permet pas de préciser les époques où les conditions paléoclimatiques ont permis, ou favorisé, sa formation.

Ces cinq conclusions résument l'essentiel de la deuxième partie de ce travail.

Dans une troisième partie, j'ai cru utile d'aborder les problèmes que pose le deuxième groupe de terrains à silex — *bief à silex*, — du point de vue, notamment, de leur constitution, de leur mode de formation et de leur âge géologique.

Je suis arrivé à penser, que les biefs à silex représentent des nappes d'étalement de coulées boueuses, déposées en bordure des bombements périphériques du Bassin de Paris. Elles se seraient produites au cours d'une phase de reprise de l'activité orogénique, ou d'une phase terminale d'un cycle d'érosion, poussé presque jusqu'à la pénéplanation.

Les biefs à silex seraient au moins de deux âges différents : l'un anté-thanétien, l'autre miocène supérieur ou pliocène.

Si ces raisonnements sont corrects, il s'en dégage :

Une *sixième conclusion qui conduit à admettre la répétition dans le Bassin de Paris, de conditions géographiques et climatiques analogues à des époques plus ou moins éloignées, qui conditionneraient des dépôts semblables et évoluant d'une manière analogue.*

OUVRAGES CITÉS

I. — Généralités.

1. AFANASIEV (G.). — On nontronite from the crust of weathering on the slopes of north-western Altaï. (*En russe, résumé anglais.*) *Tr. de l'Inst. Petr. Ac. Sc. U.R.S.S.*, 1, (7-8), 1936, p. 135.
2. AGAFONOFF (V.). — Les sols de France au point de vue pédologique. Dunod, Paris, 1936.
3. BLANCK (E.). — *In* AGAFONOFF, *loc. cit.*
4. BRAJNIKOV (B.). — Pétrographie et rayons X. *Act. Sc. et Ind.*, n° 347, Paris, 1936.
5. BUERGER (M. J.). — The silica framework crystals and their stability fields. *Z. Krist.*, 90, 1935, p. 186.
6. CLARKE (F. W.). — The data of geochemistry. *U. S. Geol. Survey, Bull.* n° 770, 1924.
7. DEMOLON (M. A.). — Recherches physico-chimiques sur la terre à briques envisagée comme milieu naturel. *Thèse*, Paris, 1926.
8. GUÉDROITZ (C.). — L'analyse chimique des sols. (*En russe.*) *Selkolhozgiz*, Moscou, 1932.
9. FILIPENKO (P.). — Structure et composition chimique de la glauconie. (*En russe.*) *Bull. Mosk. Ob. Ispyt. Prir. (Geol.)*, 43, (13), 1935, p. 155.

- 9 bis. FURON (R.). — Observations sur le Crétacé et le Tertiaire à l'Ouest d'Évreux (Eure). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, 1934, p. 493.
10. HOFMANN (U.), ENDELL (K.) und WILM (D.). — Röntgenographische und kolloïdchemische Untersuchungen über Ton. *Angew. Chem.*, 47, 1934, p. 539.
11. LARSEN (E.) and BERMAN (H.). — The microscopic determination of nonopaqué minerals. *U. S. Geol. Survey, Bull.* 848, 1934.
12. LARSEN (E.) and STEIGER (G.). — Dehydration and optical properties of alunogen, nontronite and griffithite. *Am. Journ. Sc.*, 15, 1928, p. 1.
13. LAPPARENT (J. DE). — Sur un constituant essentiel des terres à foulon. *C. R. Ac. Sc.*, 201, 1935, p. 481.
14. LEMOINE (P.). — Géologie du Bassin de Paris. Hermann, Paris, 1911.
15. LEVIN (I.) and OTT (E.). — X-ray study of opals, silica glass and silica gel. *Z. Krist.*, 85, 1933, p. 305.
16. LINDGREN (W.) in R. BOGUE. — Traité de chimie colloïdale. Hermann, Paris, 1930.
17. LONGCHAMON (H.). — Sur les constituants minéralogiques essentiels des argiles, en particulier des terres à foulon. *CR. Ac. Sc.*, 201, 1935, p. 483.
18. LYELL (CH.). — Éléments de géologie. Paris, 1864.
19. MATTSON (S.) in ANTIPOW-KARATAJEV. — Les colloïdes des sols et les méthodes de leur étude. (*En russe, résumé allemand.*) Léninegrad, 1930.
20. MERRILL (G.). — Rocks, rock-weathering and soils. Macmillan, New-York, 1906.
21. MIKEI (A.). — Classification rationnelle des silicates. (*En russe.*) *Ukr. Chem. Zhurn.*, 9 (3-4), 1934, p. 472.
22. NOLL (W.). — Die Mineralformation im System $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Neues Jahrb. Min. Geol.*, 70 A, 1935, p. 65.
23. — Die Synthese von Montmorillonite. *Chem. d. Erde*, 10 (2), 1936, p. 129.
24. ORCEL (J.). — L'emploi de l'analyse thermique différentielle pour la détermination des constituants des argiles, des latérites et des bauxites. *VII^e Congrès Int. des Mines, Metall. et Géol. Appl.*, t. I, Paris, 1935, p. 359.
25. REIFENBERG (R.). — Die Entstehung der Mediterranen-Roterde. (Terra Rossa.) *Kolloidchem. Beihefte*, V, 1929.
26. ROSS (C.) and KERR (P.). — The kaolin minerals. *U. S. Geol. Survey, Prof. Pap.*, 165-E, 1930, p. 151.
27. ROSS (C.) and KERR (P.). — Halloysite and allophane. *U. S. Geol. Survey, Prof. Pap.*, 185-G, 1934, p. 135.
28. THIÉBAUT (L.). — Contribution à l'étude des sédiments argilo-calcaires du Bassin de Paris. *Thèse*, Nancy, 1925.
29. URBAIN (P.). — Les sciences géologiques et la notion d'état colloïdal. *Act. Sc. et Ind.*, n° 69, Paris, 1933.
30. — Sur l'imperméabilité relative des sédiments plastiques vis-à-vis de l'eau de pluie, de l'eau de source et de diverses solutions alcalines. *CR. Ac. Sc.*, 196, 1933, p. 1036.
31. — Introduction à l'étude pétrographique et géochimique des roches argileuses. *Act. Sc. et Ind.*, nos 499 et 500, Paris, 1937.

32. VERNADSKY (W.). — Esquisses de géochimie. (*En russe.*) 4e-éd., Léninegrad, 1934.
33. — Analyse du sol du point de vue géochimique. (*En russe.*) *Pédologie*, n° 1, p. 8, Moscou, 1936.
34. WHERRY. — *J. Wash. Ac. Sc.*, 4, 1914, p. 112.
35. WHITAKER in H. WOODWARD. — The geology of England and Wales. London, 1887.

II. — *Argile à silex* (Liste sommaire).

36. ARCHIAC (Vicomte d'). — Histoire des progrès de la géologie. Paris, 1848.
37. BARROIS (Ch.). — Sur l'étendue du système tertiaire inférieur dans les Ardennes et sur l'argile à silex. *Ann. Soc. Géol. Nord*, VI, 1878-1879, p. 340.
38. BRAJNIKOV (B.). — Premiers résultats d'une étude sur l'altération de surface de la craie. Le mécanisme de l'altération. *CR. Ac. Sc.*, 196, 1933, p. 1817.
39. — (B.) et FURON (R.). — Sur l'argile à silex. *CR. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 14, 1934, p. 202.
40. — et URBAIN (P.). — Sur le spectre de rayons X de la phyllite de l'argile à silex de Vernon (Eure). *CR. somm. Soc. Géol. Fr.*, n° 14, 1934, p. 203.
41. — — Le constituant essentiel des « argiles à silex » de Normandie. *CR. Ac. Sc.*, 202, 1936, p. 1595.
42. BRIQUET (A.). — La pénéplaine du Nord de la France. *Ann. Géogr.*, 17, 1908, p. 205.
43. — Les dernières surfaces d'aplanissement d'âge tertiaire dans le Nord de la France et les régions voisines. *Congrès Int. Géogr.*, II, p. 493. Paris, 1931.
44. BROECK (E. Van den). — Sur les phénomènes d'altération des dépôts superficiels. Bruxelles, 1881.
45. CAYEUX (L.). — Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Paris, 1916.
46. — Contribution à l'étude micrographique des terrains sédimentaires. Craie du Bassin de Paris. Lille, 1897.
47. — Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. Paris, 1929.
47 bis. — Les roches sédimentaires de France. Roches carbonatées, Paris, 1935.
48. COLLENOT. — Sur les argiles à silex de la côte chalonnaise. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, 1876, p. 230.
49. COSSIGNY (de). — Sur le terrain crétacé de la partie méridionale du Bassin de Paris et sur l'argile à silex d'Allogny (Cher), etc. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, 1876, p. 230.
50. DESNOYERS (J.). — Sur les terrains tertiaires du Nord-Ouest de la France autres que la formation des faluns de la Loire. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 2, 1831-1832, p. 416.
51. — *Ibid.*, 13, 1856, p. 180.
52. — Note sur les argiles à silex de la craie, sur les sables du Perche et

- d'autres dépôts tertiaires qui leur sont subordonnés. *Ibid.*, 19, 1861, p. 205.
53. DEWALQUE. — *Bull. Ac. R. Sc. Belgique*, 30, 1870, p. 37.
54. DOLLFUS (G. F.). — Relations stratigraphiques de l'argile à silex. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 1891, p. 883.
55. DOUVILLÉ (H.). — Les sables et les argiles granitiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 6, 1936, p. 17.
56. DUJARDIN (F.). — Mémoire sur les couches du sol en Touraine. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 2, 1835-1837, p. 241.
57. EBRAY. — *In BARROIS, loc. cit.*
58. FALSAN (M.). — Note sur l'origine de l'argile à silex des environs de Mâcon et de Chalon. Chalon-sur-Saône, 1878.
59. GOSSELET (J.). — L'argile à silex de Vervins. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 6, 1878-1879, p. 317.
60. — Considérations sur le bief à silex de l'Artois. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 17, 1889-1890, p. 165.
61. GROSSOUVRE (A. de). — Sur l'argile à silex des environs de Vierzon. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 28, 1900, p. 809.
62. — Nouvelles observations sur le terrain à silex du Sud-Ouest du Bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, 1903, p. 767.
63. HÉBERT (E.). — Sur l'argile à silex, les sables marins tertiaires et les calcaires d'eau douce du Nord-Ouest de la France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 1861-1862, p. 445.
64. — Observations sur les principaux éléments du terrain quaternaire, sur les théories proposées pour en expliquer la formation, et sur l'âge de l'argile à silex. *Ibid.*, 21, 1863-1864, p. 58.
65. LAPPARENT (A. de). — Note sur la formation de l'argile à silex. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 19, 1891, p. 305.
66. LAUGEL (A.). — Mémoire sur la géologie du département d'Eure-et-Loir. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 10, 1860, p. 327.
67. — Note sur l'âge des silex et des grès dits ladères. *Ibid.*, 19, 1861, p. 153.
68. MARTIN (J.). — Sur les argiles à silex de la côte chalonnaise. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, 1876, p. 653.
69. MELLEVILLE. — *In BARROIS, loc. cit.*
70. MERCEY (N. de). — Sur l'argile à silex. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1, 1872, p. 134.
71. — Sur la confusion résultant de l'emploi de la dénomination d'argile à silex, etc. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 7, 1879-1880, p. 237.
72. MEUGY. — Sur le terrain qui recouvre les plateaux d'Othe aux confins des départements de l'Aube et de l'Yonne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1, 1872-1873, p. 150.
73. MEUNIER (St.). — Origine de l'argile à silex. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 1, 1901, p. 197.
74. PASSY (A.). — Description géologique du département de la Seine-Inférieure. Rouen, 1832.
75. POTIER (A.). — Sur l'argile à silex. *Ann. Soc. Géol. Nord*, 7, 1879-1880, p. 53.
76. ROTHPLETZ (A.). — Das Diluvium um Paris. *Denkschr. Schw. nat. Ges.*, 28, 1881.

EXPLICATION DES PLANCHES

PLANCHE I.

1. — *Le Petit Fercourt (Oise).*
Argile à silex remplissant les fissures dans la craie emschérienne. *Lumière naturelle, gross. 45.*
2. — *La Chapelle-Saint-Ouen (Seine-et-Oise).*
Argile à silex remplissant les poches dans la craie emschérienne.
Structure « fluidale » du minéral E. Argile très évoluée. *Lumière naturelle, gross. 22.*

PLANCHE II.

1. — *Bernay (Eure). Carrière Duval.*
Argile à silex au contact de la craie turonienne.
Concrétions sphéroïdales du minéral E. Argile très évoluée. *Lumière naturelle, gross. 50.*
2. — *Id. Nicols croisés, gross. 42.*

PLANCHE III.

1. *La Chapelle-Saint-Ouen (Seine-et-Oise).*
Minéral E de Vernon. *Lumière naturelle, gross. 60.*
2. *Id. Nicols croisés, gross. 65.*

PLANCHE IV.

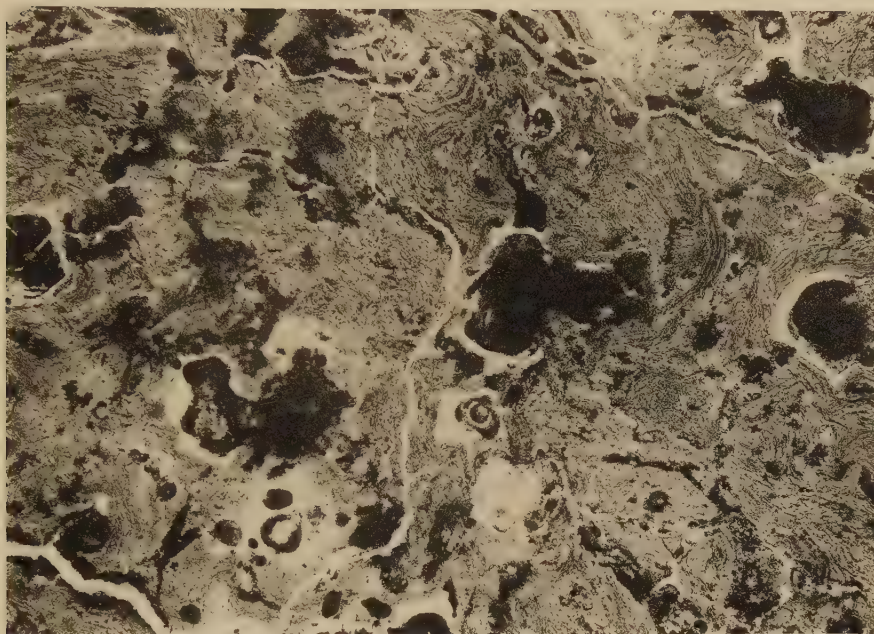
1. — *Nogent-le-Rotrou (Eure). Carrière de la Plante.*
Nombreuses taches foncées, sans contours nets, d'hydroxyde ferrique sur un fond faiblement biréfringent.
Argile peu évoluée. *Lumière naturelle, gross. 250.*
2. — *Bernay (Eure). Carrière Duval.*
Passage du minéral E (à gauche de la préparation) à l'opale.
L'opale est envahie par de nombreuses taches, sans contours nets, se desinçant en noir, de l'hydroxyde ferrique. *Lumière naturelle, gross. 85.*

PLANCHE V.

1. — *La Chapelle-Saint-Ouen (Seine-et-Oise).*
Grande plage isotrope d'opale de néoformation, passant sur les bords au minéral E typique.
En haut, à droite, une mince fissure remplie de minéral E de deuxième génération. Dans l'opale, les bandes foncées d'hydroxyde ferrique sont disposées en hyperboles conjuguées.
Nicols à 60°, gross. 10.
2. — *Environs de Beauvais (Oise). (Échantillon communiqué par M^{lle} V. Malycheff.)*
Argile à silex.
Grès à ciment du minéral E. Quartz clair; minéral E gris. *Lumière naturelle, gross. 85.*

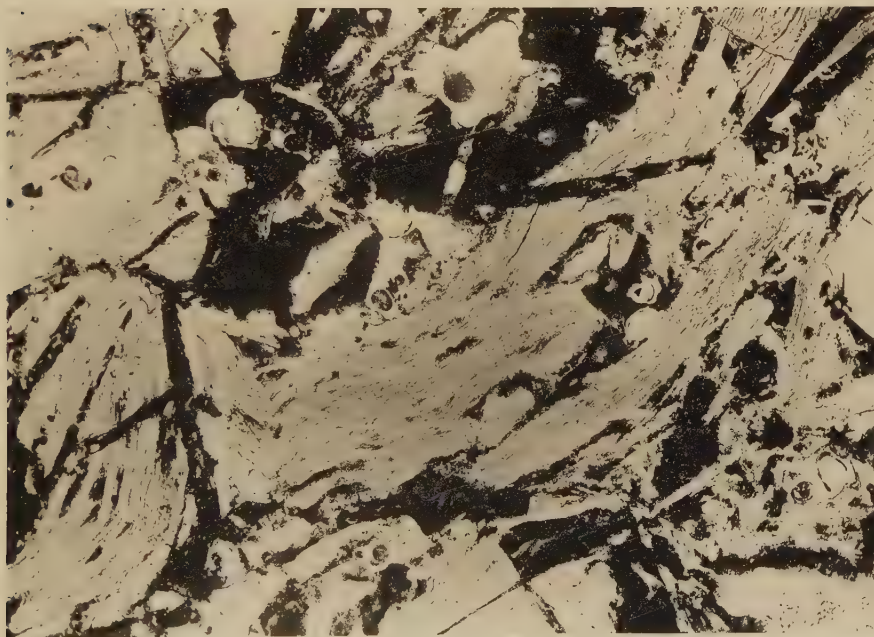
PLANCHE VI.

Spectres de rayons X de poudres.
Rayonnement K α du Cuivre.



1

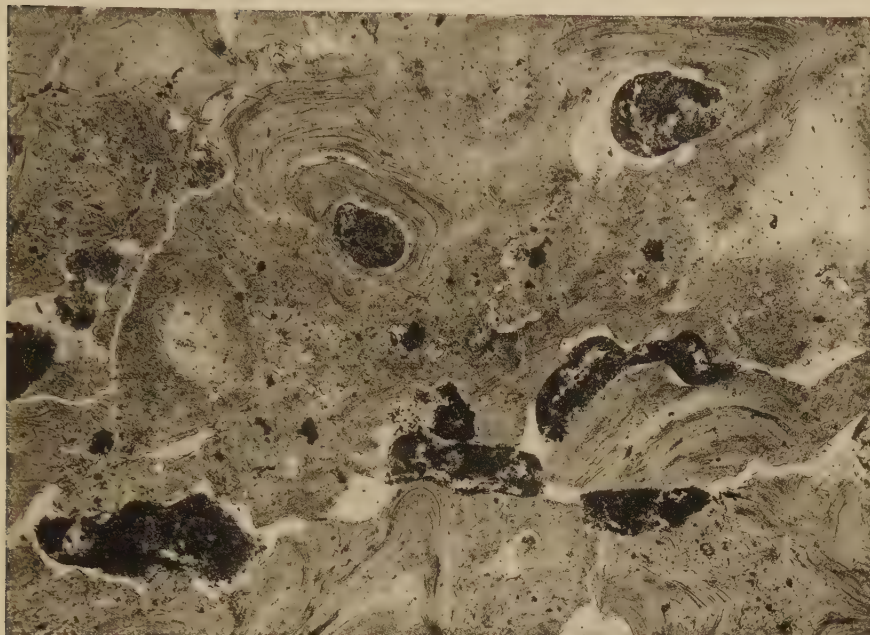
×45



Clichés de l'Auteur

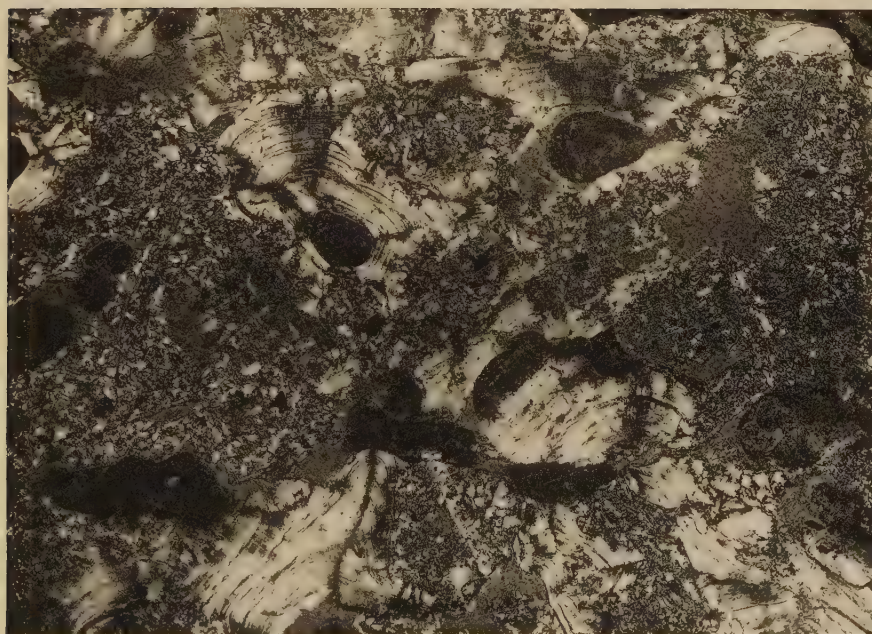
2

×22



1

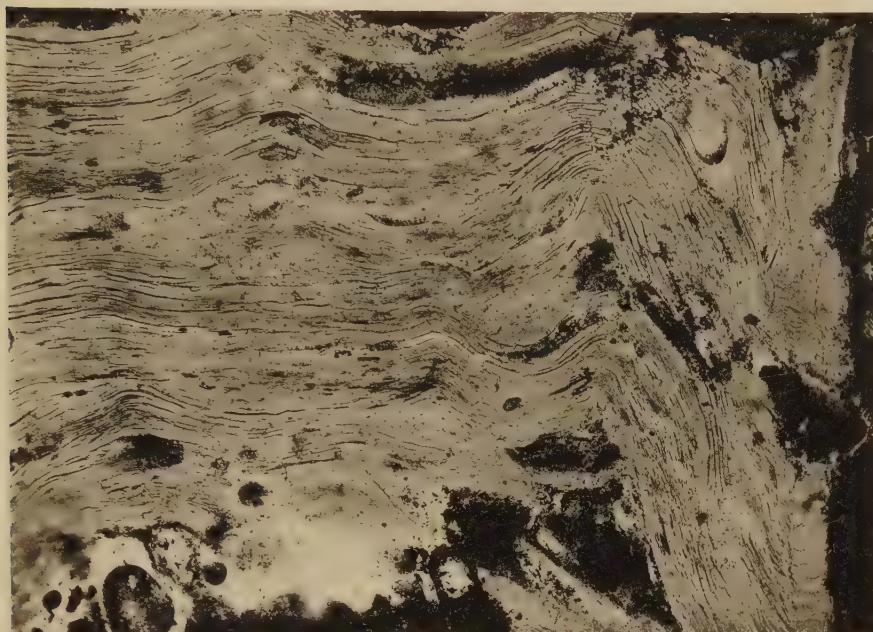
×50



Clichés de l'Auteur

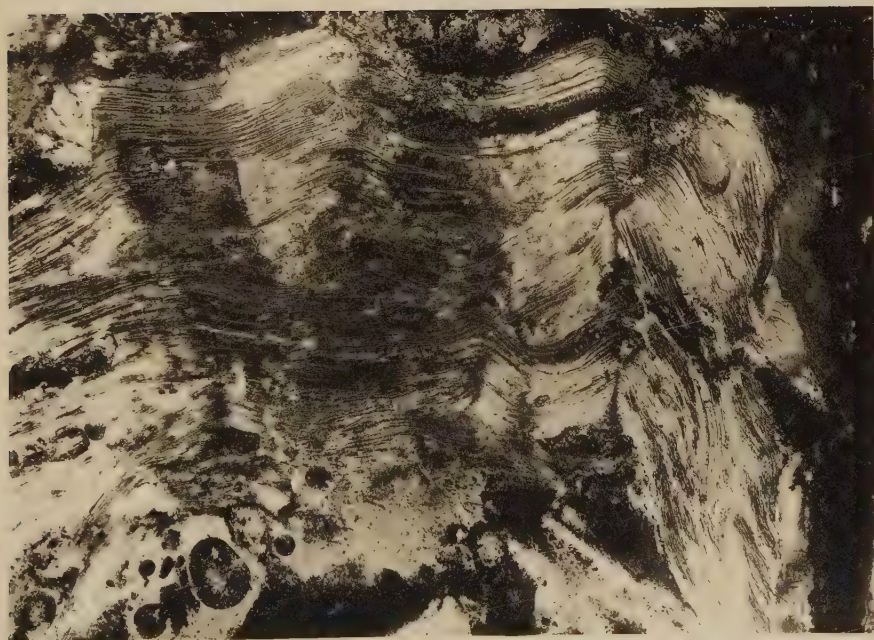
2

×42



1

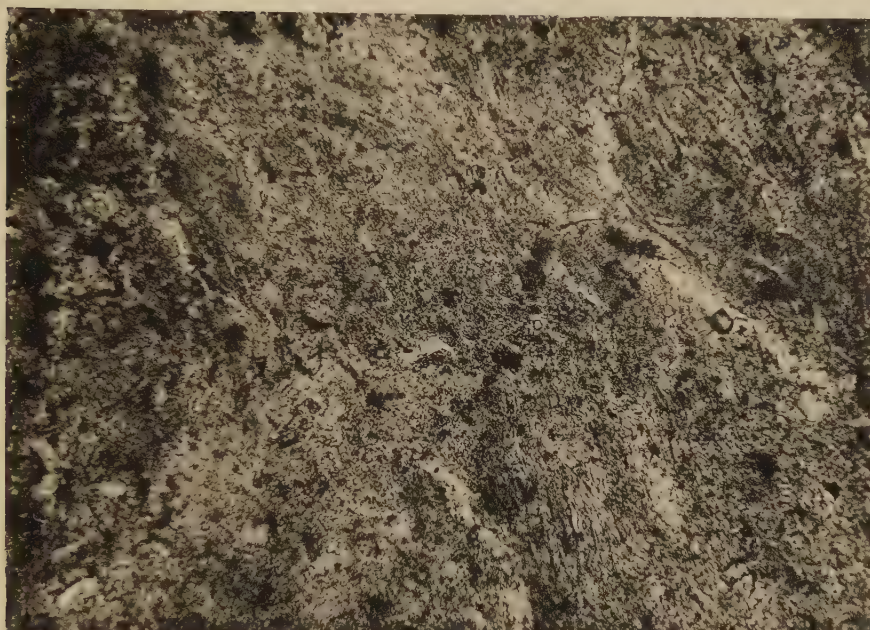
×80



2

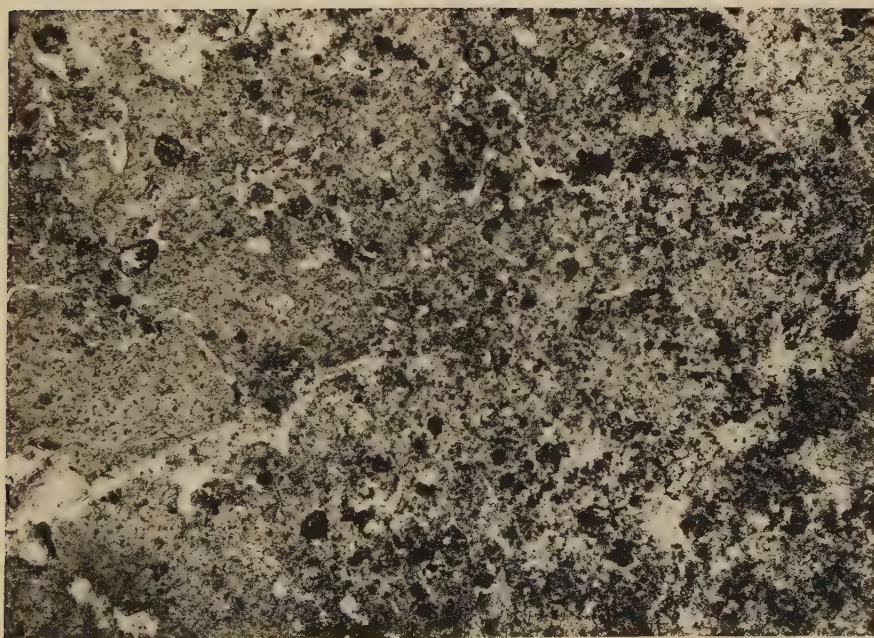
×65

Clichés de l'Auteur



1

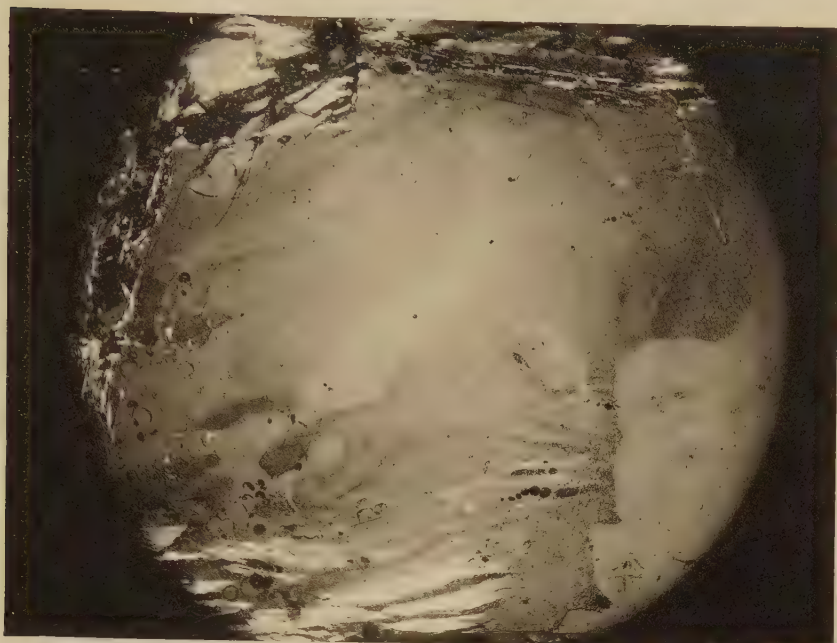
×250



Clichés de l'Auteur

2

×85



1

×10



Clichés de l'Auteur

2

×85

Minéral E
isolé
de Vernon

id.
décoloré
par HCl

Beidellite

Cristobalite

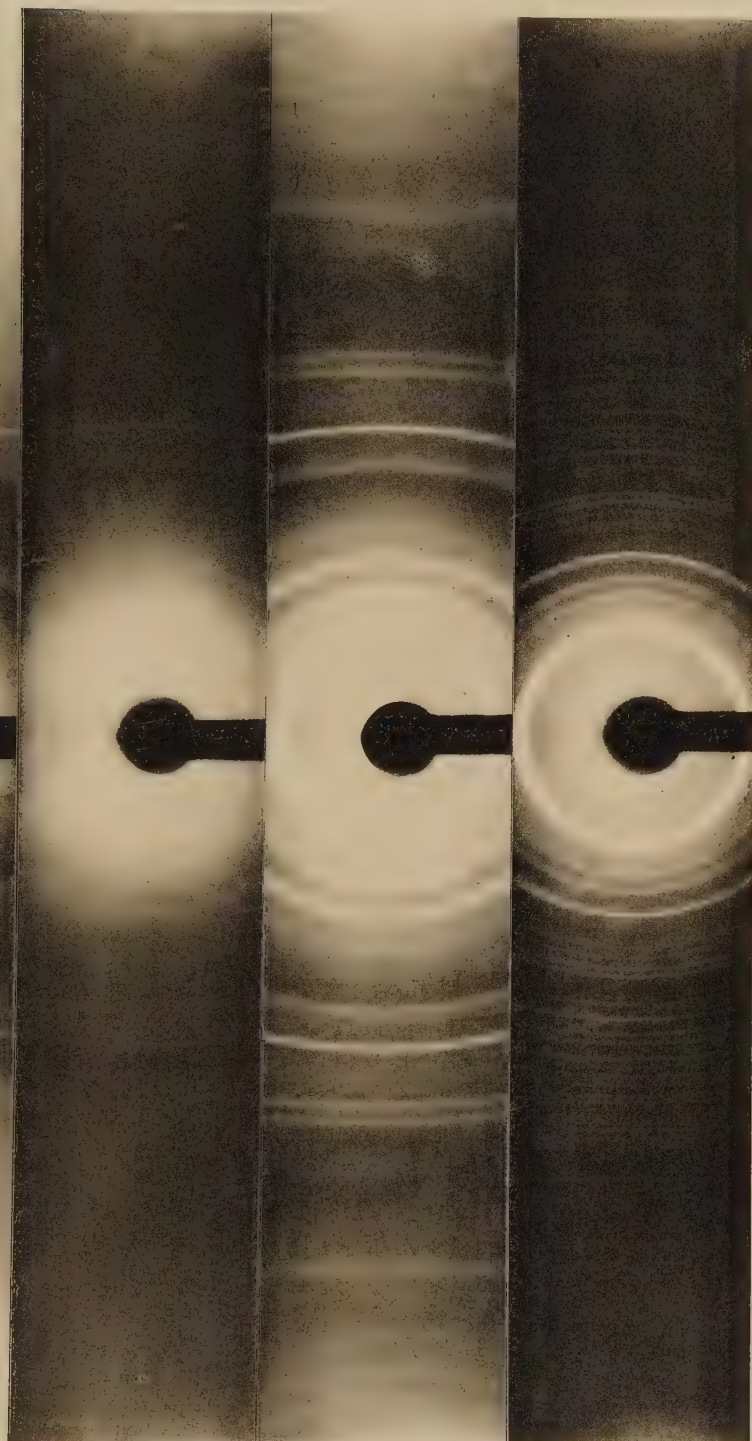






TABLE DES MATIÈRES

	Pages
INTRODUCTION	9
PREMIÈRE PARTIE.	
GÉNÉRALITÉS	13
I. — Caractères morphologique et géologique des gisements d' « argile à silex »	13
Morphologie	13
Structure du remplissage	15
Mode de remplissage	16
Nature des remplissages	17
II. — Extension géographique	22
III. — Historique des diverses conceptions relatives aux forma- tions dites « argiles à silex »	23
IV. — Les roches argileuses en général	30
V. — Méthodes d'études	37
DEUXIÈME PARTIE.	
ARGILES A SILEX	39
CHAPITRE I. — Constitution de l'argile à silex	39
I. — La gangue argileuse	41
A. — Minéral caractéristique	41
a) Étude chimique	42
b) Étude optique	47
c) Étude aux rayons X	51
d) Étude thermique	54
e) Autres caractères physiques	56

B. — Éléments détritiques de la gangue.....	56
1) Minéraux.....	56
2) Organismes.....	57
C. — Minéraux de néoformation de la gangue autres que minéral E.....	58
II. — Les silex.....	
CHAPITRE II. — Origine et mode de formation de l'argile à silex et de son minéral caractéristique, d'après les caractères précédents.....	60
I. — Origine des silex.....	60
II. — Origine de la gangue.	61
A. — Origine des minéraux détritiques.....	61
B. — Origine et mode de formation du minéral caractéristique de l'argile à silex (minéral E).....	62
1) Origine des éléments constituants.....	62
2) Mode de formation du minéral E.	66
3) Définition du minéral E.....	68
III. — Mode de formation de l'argile à silex.....	74
IV. — Essai de définition de l'argile à silex.....	79
CHAPITRE III. — Extension géographique et âge de l'argile à silex....	81
APPENDICE. — Comparaison de l'argile à silex avec quelques formations semblables, ou qui lui ont été rattachées.....	88
1) Silice argileuse à cherts.....	88
2) Argiles sur les calcaires jurassiques.....	89
3) Terra rossa.....	90
TROISIÈME PARTIE.	
BIEF A SILEX.....	91
CONCLUSIONS.....	105
OUVRAGES CITÉS.....	110

DEUXIÈME THÈSE

Propositions données par la Faculté :

**Étude structurale et morphologique
de la région de Toulon et du bassin du Beausset.**

Vu et approuvé :

Paris, le 17 décembre 1937.

Le Doyen de la Faculté des Sciences,

CH. MAURAIN.

Vu et permis d'imprimer :

Le Recteur de l'Académie de Paris,

G. ROUSSY.

